

JOÃO BATISTA MIRANDA RIBEIRO

ANÁLISE COMPARATIVA DAS CARACTERÍSTICAS MICROCLIMÁTICAS
ENTRE ÁREAS DE FLORESTA E DE PASTAGEM NA AMAZÔNIA

Tese Apresentada à Universidade
Federal de Viçosa, Como Parte das
Exigências do Curso de Meteorologia
Agrícola, para Obtenção do Título de
Magister Scientiae.

VIÇOSA
MINAS GERAIS - BRASIL
JULHO - 1994

BIBLIOTECA
DEPTO. ENG. AGRÍCOLA

Ficha catalográfica preparada pela Seção de Catalogação e
Classificação da Biblioteca Central da UFV

T

R484a
1994

Ribeiro, João Batista Miranda

Análise comparativa das características microclimáticas entre áreas de floresta e de pastagem na Amazônia/João Batista Miranda Ribeiro. - Viçosa : UFV, 1994.

67p. : il.

Orientador: José Maria Nogueira da Costa.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Viçosa.

1. Microclimatologia. 2. Microclimatologia florestal. 3. Desflorestamento. 4. Evapotranspiração. I. Universidade Federal de Viçosa. II. Título.

CDD. 18.ed. 551.66

CDD. 19.ed. 551.66

JOÃO BATISTA MIRANDA RIBEIRO

ANÁLISE COMPARATIVA DAS CARACTERÍSTICAS MICROCLIMÁTICAS
ENTRE ÁREAS DE FLORESTA E DE PASTAGEM NA AMAZÔNIA

Tese Apresentada à Universidade
Federal de Viçosa, Como Parte das
Exigências do Curso de Meteorologia
Agrícola, para Obtenção do Título de
Magister Scientiae.

APROVADA: 15 de dezembro de 1993


Prof. Adil Rainier Alves


Prof. Marcos Heil Costa


Prof. Sérgio Zolnier


Prof. Hélio Alves Vieira


Prof. José Maria Nogueira da Costa
(Orientador)

A meu pai Raimundo Ribeiro,
A minha mãe Maria do Rosário,
Aos meus irmãos e irmãs,
A Nilce Carla Andrade.

AGRADECIMENTOS

A Universidade Federal de Viçosa (UFV), pelos ensinamentos.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo suporte financeiro.

Ao professor José Maria Nogueira da Costa, pela orientação no decorrer deste trabalho.

A Antônio Carlos Lôla da Costa e a Humberto Ribeiro da Rocha, pelas sugestões.

A todas as instituições envolvidas no Projeto ABRACOS, pelo fornecimento dos dados meteorológicos.

Aos professores do Programa de Meteorologia, pelos profundos ensinamentos transmitidos.

Aos meus pais e aos meus irmãos, em especial, pelo incentivo e estímulo.

A Nilce Carla Andrade, pelo constante apoio.

Aos colegas e a todos que, direta ou indiretamente, contribuíram para a realização deste trabalho.

BIOGRAFIA

JOÃO BATISTA MIRANDA RIBEIRO, filho de Raimundo Francisco Ribeiro e Maria do Rosário Miranda Ribeiro, nasceu em Maracanã, Estado do Pará, em 24 de junho de 1966.

Cursou o primeiro e o segundo grau em Belém, Pará.

Em janeiro de 1991, graduou-se em Meteorologia, pela Universidade Federal do Pará (UFPA).

Em março de 1991, iniciou o Curso de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, em nível de Mestrado, na Universidade Federal de Viçosa, concentrando seus estudos na Área de Microclimatologia.

CONTEÚDO

	Pág.
EXTRATO	viii
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO DE LITERATURA.....	4
2.1. Estimativas de Impacto Climático.....	4
2.2. Balanço de Radiação em Florestas e Pastagens..	5
2.3. Evapotranspiração Potencial.....	7
3. MATERIAL E MÉTODOS	9
3.1. Localização Geográfica e Clima.....	9
3.2. Dados.....	12
3.3. Evapotranspiração Potencial	16
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	20
4.1. Precipitação Pluvial	20
4.2. Radiação Solar Global	22
4.3. Albedo	26
4.4. Saldo Total de Radiação.....	32
4.5. Fluxo de Calor no Solo	43
4.6. Temperatura do Ar	45
4.7. Velocidade do Vento	50
4.8. Déficit de Umidade específica do Ar	52
4.9. Evapotranspiração Potencial.....	54
5. RESUMO E CONCLUSÕES	60
BIBLIOGRAFIA	64

LISTA DE SÍMBOLOS

- Awi - Clima tropical, quente e úmido.
- a - Coeficiente angular da regressão entre saldo total de radiação e radiação solar global.
- a₁ - Coeficiente angular da regressão entre saldo total de radiação e saldo de radiação de ondas curtas.
- α - Parâmetro da equação de Priestley-Taylor.
- b - Coeficiente linear da regressão entre saldo total de radiação e radiação solar global.
- b₁ - Coeficiente linear da regressão entre saldo total de radiação e saldo de radiação de ondas curtas.
- β - Coeficiente de aquecimento.
- C_p - Calor específico do ar seco à pressão constante (0,242 cal.g⁻¹.°C⁻¹).
- D - Dados diários utilizados.
- Δ - Coeficiente angular da curva que relaciona pressão de saturação do vapor d'água e temperatura (mb.°C⁻¹).
- E_a - Capacidade evaporativa do ar (mm.dia⁻¹).

- e - Pressão do vapor d'água (mb).
- es - Pressão de saturação do vapor d'água (mb).
- ET - Evapotranspiração potencial (mm.dia^{-1}).
- G - Fluxo de calor no solo (W.m^{-2}).
- γ - Constante psicrométrica ou taxa de conversão de calor sensível em calor latente ($\text{mb.}^{\circ}\text{C}^{-1}$).
- I - Dados incompletos.
- Ln - Saldo de radiação de ondas longas (W.m^{-2}).
- L - Calor latente de evaporação da água (cal.g^{-1}).
- λ - Coeficiente de troca de ondas longas.
- v - Albedo (%).
- P - Pressão atmosférica (mb).
- q - Umidade específica do ar (g.kg^{-1})
- Rn - Saldo total de radiação (W.m^{-2})
- r^2 - Coeficiente de determinação.
- Sq - Radiação solar global (W.m^{-2})
- Sgf - Radiação solar global média diária sobre a floresta (W.m^{-2})
- Sgp - Radiação solar global média diária sobre a pastagem (W.m^{-2}).
- Sn - Saldo de radiação de ondas curtas (W.m^{-2}).
- Syx - Desvio-padrão da regressão.
- Tar - Temperatura média do ar ($^{\circ}\text{C}$).
- U₂ - Velocidade do vento medida a 2 m de altura (m.s^{-1}).
- UR - Umidade relativa do ar (%).

EXTRATO

RIBEIRO, João Batista Miranda, M.S., Universidade Federal de Viçosa, julho de 1994. *Análise Comparativa das Características Microclimáticas entre Áreas de Floresta e de Pastagem na Amazônia*. Professor Orientador: José Maria Nogueira da Costa. Professores Conselheiros: Antônio Carlos Lôla da Costa e Humberto Ribeiro da Rocha.

Realizou-se um estudo comparativo do microclima de uma área de floresta com o de uma área de pastagem, em Marabá, PA. Como consequência do desmatamento, observaram-se alterações nos componentes do balanço total de radiação. O albedo diário foi mais elevado na área de pastagem, com 18,3%, enquanto na área de floresta foi equivalente a 15,7% na estação seca. Na estação chuvosa, o albedo variou de 13,2% na floresta a 18,2% na pastagem. O saldo total de radiação foi superior na área de floresta, principalmente, na estação seca.

As maiores amplitudes térmicas diárias do ar foram observadas na área de pastagem, em todo o período estudado. A velocidade do vento foi comparável entre as duas áreas

no período diurno, porém, à noite, o vento, na área de pastagem, diminuiu bastante. Esta situação, associada com o maior resfriamento do ar na pastagem, proporcionou um menor déficit de umidade específica, em comparação com a floresta. As alterações apresentadas contribuíram para menores estimativas de evapotranspiração potencial na pastagem, pelos métodos de Penman e Priestley-Taylor.

As diferenças nas variáveis meteorológicas entre as áreas de floresta e de pastagem poderão induzir alterações no clima, em escala local ou regional, dependendo da extensão da área desmatada.

1. INTRODUÇÃO

Durante as últimas décadas, grandes áreas de florestas da Bacia Amazônica vêm sendo desmatadas para serem convertidas em pastagens. Segundo FEARNSIDE (1989), as taxas de desmatamento na Amazônia brasileira têm variado de 25.000 a 50.000 km² por ano. Em função destes valores, os resultados obtidos por modelos de simulação numérica do clima (DICKINSON e HENDERSON-SELLERS, 1988; NOBRE et alii, 1989) sugerem um aumento de 1 a 3°C na temperatura do ar, uma redução de 20 a 40% na evapotranspiração e uma redução de 20 a 30% da precipitação na Amazônia. Considerando-se a influência das variações da cobertura vegetal no clima local, regional e global, os modelos de circulação geral da atmosfera devem ser ajustados aos dados observados à superfície.

Para atender a estas necessidades, vários trabalhos foram realizados na Floresta Amazônica, com o objetivo de caracterizar o ambiente físico da Floresta, em termos de

balanço de radiação e balanço de energia (SHUTTLEWORTH et alii, 1984; MOLION et alii, 1984; MANZI et alii, 1986; VISWANADHAM et alii, 1986; ANDRÉ et alii, 1988). As referidas pesquisas tornaram-se mais freqüentes, após a realização do Experimento Micrometeorológico na Floresta Amazônica (MICRA), realizado por meio de um acordo entre os governos do Brasil e da Inglaterra, caracterizando-se pelas medições dos principais componentes do balanço de radiação, pela determinação da interceptação da chuva pelo dossel vegetativo e dos perfis verticais do vento, da temperatura e da umidade do ar acima da Floresta.

A grande carência de medições microclimáticas, em áreas de pastagem e de floresta na Amazônia, tem dificultado as avaliações sobre as conseqüências do desmatamento no clima local, regional e global. Para suprir esta necessidade e fornecer dados microclimáticos para estudos mais realísticos sobre o clima de áreas desmatadas e áreas de florestas na Amazônia, está sendo realizado o Estudo Anglo-Brasileiro de Observação do Clima Amazônico (ABRACOS), em três localidades da Região Amazônica. Desde julho de 1991, vêm sendo realizadas, pioneiramente, medições microclimáticas em uma área de pastagem e de floresta em Marabá, PA.

Com a finalidade de contribuir para os estudos microclimáticos na Amazônia, especialmente em aspectos relacionados com o desmatamento, e utilizando-se os dados meteorológicos do projeto ABRACOS, o presente trabalho tem como objetivos:

(a) Analisar os componentes do balanço de radiação em área de pastagem e acima da floresta, em Marabá, PA, durante as estações seca e chuvosa;

(b) Analisar as variações diárias da temperatura do ar, o déficit de umidade do ar, a velocidade do vento, a precipitação pluvial e a evapotranspiração potencial, durante as estações seca e chuvosa, nas áreas de pastagem e de floresta.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1. *Estimativas de Impacto Climático*

O desmatamento progressivo na Amazônia tem merecido a atenção de muitos pesquisadores, pela importância das florestas tropicais na circulação geral da atmosfera. MOLION (1988) concluiu que o fluxo de radiação e os balanços de água e de energia na Região Amazônica são influenciados pelo desmatamento, decorrentes da provável redução da umidade do solo e da evapotranspiração e do conseqüente aumento da temperatura da superfície. Segundo o mesmo autor, o decréscimo da evapotranspiração afeta a distribuição e a quantidade de precipitação.

Resultados obtidos por modelos de simulação numérica da atmosfera mostram a influência do desmatamento no clima em diferentes escalas (CHARNEY et alii, 1977; NOBRE et alii, 1989). De acordo com os resultados derivados de modelos obtidos por NOBRE et alii (1989), em uma área desmatada na

Amazônia, a temperatura à superfície aumentou de 1 a 3°C, a evapotranspiração potencial diminuiu de 20 a 40% e a precipitação reduziu cerca de 20 a 30%. Além das reduções nas taxas de evapotranspiração e precipitação, o desmatamento generalizado afeta a distribuição temporal e espacial das chuvas (DICKINSON e HENDERSON-SELLERS, 1988).

SALATI et alii (1979), com base em dados experimentais, sugeriram que o desmatamento intensivo na Região Amazônica reduzirá o tempo de residência da água na Bacia Amazônica e que uma redução de 10 a 20% na precipitação será suficiente para causar fortes alterações no ecossistema local.

2.2. Balanço de Radiação em Florestas e Pastagens

A floresta é um importante receptor e armazenador orgânico da radiação solar (REIFSNYDER e LULL, 1965). Segundo BASTABLE et alii (1992), a cobertura florestal controla a quantidade de energia solar que será absorvida pela superfície da terra, em razão de mudanças no albedo, o qual se eleva em função do desmatamento.

A atenuação da radiação solar aumenta, progressivamente, com a área foliar (REIFSNYDER e LULL, 1965; BALDOCCHI et alii, 1984). Quando a floresta perde suas folhas, a atenuação da radiação solar é menor, pois, somente a biomassa da madeira está presente para interceptar e absorver a radiação incidente (BALDOCCHI et alii, 1984).

Ao analisarem o comportamento do albedo, comparando uma área de pastagem e outra área de floresta, próximas a Manaus, AM, BASTABLE et alii (1992) encontraram valores médios diários do albedo de 16,3% para a pastagem e de 13,1% para a floresta. SHUTTLEWORTH et alii (1984) encontraram um valor médio diário do albedo para a floresta, na mesma área experimental, correspondente a 12,1%. Segundo estimativas realizadas por PINKER et alii (1980), o albedo, em pastagens tropicais, variou de 13 a 16%.

Ao analisarem as variações diárias do balanço de radiação sobre a Floresta Amazônica, ANDRÉ et alii (1988) verificaram que não ocorreram mudanças nos componentes do balanço de radiação, durante as estações seca e úmida, embora o albedo na estação seca tenha apresentado valores ligeiramente superiores. Os mesmos autores observaram que o albedo da copa das árvores aumenta durante os períodos secos, quando muitas árvores perdem suas folhas. FISCH et alii (1992) observaram que, na área de pastagem em Marabá, PA, as chuvas intensas reduziram o valor do albedo.

Ångstrom, citado por CHANG (1968), verificou que, após uma chuva, o albedo da grama diminuiu de 32 para 22%. IDSO et alii (1975) observaram que o albedo do solo úmido é menor que o albedo do solo seco.

FISCH et alii (1992) observaram que, após a ocorrência de uma queimada acidental na pastagem, o albedo médio da grama, que era de 19%, foi reduzido à metade deste valor, restabelecendo o valor inicial somente 80 dias após o rebrotamento da grama.

A variação média diária do saldo de radiação de ondas longas é afetada pela temperatura da superfície e pela nebulosidade, dentre outros elementos. As diferenças no saldo de radiação de ondas longas entre os períodos seco e úmido, em área de pastagem na Amazônia, são decorrentes, predominantemente, de mudanças na cobertura de nuvens (WRIGHT et alii, 1992).

LAWSON et alii (1981) observaram temperaturas do ar mais elevadas em áreas desmatadas, em comparação às florestas tropicais da Nigéria. BASTABLE et alii (1992) verificaram que as temperaturas médias diárias, medidas sobre floresta e pastagem próximas a Manaus, AM, apresentaram pouca diferença, mas as suas variações diurnas foram muito diferentes, com valores mais elevados para a pastagem. No período noturno, a superfície da floresta estava mais aquecida que a área de pastagem.

2.3. Evapotranspiração Potencial

Estudos micrometeorológicos, realizados na Amazônia Central, indicam que aproximadamente 75% da energia disponível para a superfície é utilizada para a evapotranspiração (VILLA NOVA, 1976 e SALATI, 1985). A importância da Floresta Amazônica na manutenção do balanço hídrico da região foi enfatizada por SALATI (1985), segundo o qual, cerca de 50% da precipitação anual retorna à atmosfera por evapotranspiração.

Por causa do elevado índice de precipitação e umidade do solo na Região Amazônica, as estimativas de evapotranspiração potencial resultam em valores muito próximos daqueles medidos sobre superfícies de água livremente expostas (SOUZA et alii, 1984). Segundo esses autores, o método de estimativa de evapotranspiração potencial, proposto por PENMAN (1948), tem demonstrado ser o mais confiável para as condições do trópico úmido. VILLA NOVA et alii (1976), usando o método de Penman adaptado para as condições de floresta, estimaram uma evapotranspiração média para a Bacia Amazônica de $4,0 \text{ mm.dia}^{-1}$.

Segundo WRIGHT et alii (1992), a evapotranspiração, medida durante o mês de outubro de 1990, sobre uma área de pastagem na Amazônia Central, teve valor menor que os valores estimados pelo método de PENMAN (1948). Todavia, houve uma boa concordância entre os valores medidos e estimados, após a ocorrência de chuva.

SHUTTLEWORTH et alii (1987) observaram que a evapotranspiração potencial na Amazônia Central, calculada, usando-se um modelo numérico, apresentou boa concordância com as estimativas obtidas pelos métodos de PENMAN (1948) e de PRIESTLEY e TAYLOR (1972). VISWANADHAM et alii (1991) obtiveram um valor médio do parâmetro α da equação de Priestley-Taylor, de 1,03, para períodos representativos da estação seca.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. *Localização Geográfica e Clima*

A área de pastagem possui aproximadamente 3.000 ha e foi estabelecida em julho de 1991, na Fazenda Boa Sorte (05° 10'S, 48° 45'W), situada na Vila de São Raimundo, às margens da Rodovia PA 70, a nordeste de Marabá (PA). O solo na Fazenda Boa Sorte é classificado como podzólico vermelho-amarelo e a cobertura vegetal da pastagem é predominantemente de capim tropical *Panicum mertensii* e de alguns arbustos e troncos de árvores. A área do campo experimental fica compreendida num cercado de 20,0 m², onde foi construída uma torre de alumínio de 6,0 m de altura, no topo da qual foi instalada uma estação meteorológica automática.

A área de floresta (05° 45'S, 49° 10'W) fica localizada ao sul de Marabá, na Reserva Florestal da Companhia Vale do Rio Doce, distante cerca de 90 km da área

de pastagem. A reserva florestal tem 17.000 ha de área, sendo circundada por áreas desmatadas. Neste local, foi instalada uma torre micrometeorológica com 52,0 m de altura, no topo da qual instalou-se uma estação meteorológica automática a 6,0 m acima da altura média da copa das árvores. O solo na reserva florestal é caracterizado por uma maior fração de areia-quartzosa do que os locais de pastagens adjacentes.

O clima da região, segundo a classificação climática de Köpen, é o Aw (tropical, quente e úmido), com uma precipitação anual de 1.800 mm, concentrada, principalmente, no período de dezembro a abril, apresentando um período, de julho a outubro, de estiagem bem caracterizada (FALESI, 1988). O tipo climático Aw é o predominante nas áreas circunvizinhas, compreendendo cerca de 663.233 km², com a temperatura média diária do ar variando entre 25,0 e 27,0°C e a umidade relativa média diária variando entre 71,0 e 88,0%. Os outros tipos climáticos nas regiões próximas são o Am e o Af (FALESI, 1988).

A localização geográfica e os tipos climáticos citados são apresentados na Figura 1, conforme ilustração de Bastos (1982), citado por FALESI (1988).

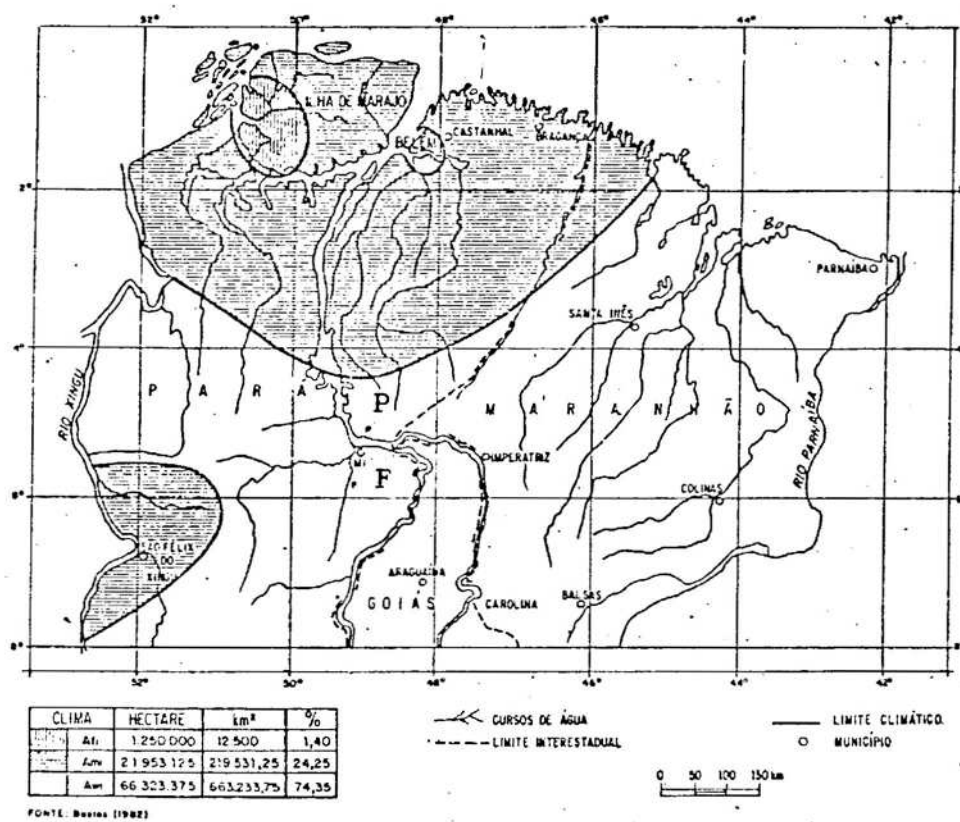


FIGURA 1 - Localização Geográfica das Áreas de Pastagem (P) e de Floresta (F), na Região de Marabá, PA.

3.2. Dados

Os dados utilizados neste trabalho foram obtidos durante o período de julho de 1991 a novembro de 1992, compreendendo 636 dias completos de medições, incluindo as estações secas, nos períodos de julho a novembro de 1991 e de maio a novembro de 1992 e a estação chuvosa, no período de dezembro de 1991 a abril de 1992. Os Quadros 1 e 2 ilustram os períodos utilizados neste estudo.

QUADRO 1 - Dados Diários Utilizados (D) e Incompletos (I) para a Área de Pastagem, nos Anos de 1991 e 1992

	Meses	Dias		
		1	2	3
		12345678901	2345678901	2345678901
1991	Jul	IDDDDDDDDDDDDI ID		
	Ago	DDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDD		
	Set	DDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDD		
	Out	DDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDD		
	Nov	DDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDD		
	Dez	DDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDD		
1992	Jan	DDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDD		
	Fev	DDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDD		
	Mar	DDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDD		
	Abr	DDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDD		
	Mai	DDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDDD		
	Jun	DI	IDDDDDDDI	
	Jul			
	Ago			
	Set			
	Out			
	Nov	IDDDDDDI		

dos dados. As variáveis medidas, os instrumentos de medição e os respectivos sistemas de unidades e modelos de fabricação são relacionados no Quadro 3.

QUADRO 3 - Caracterização dos Instrumentos das Estações Meteorológicas Automáticas

Instrumento	Medição	Unidade	Modelo
Piranômetro	Radiação solar global	(W.m ⁻²)	Kipp & Zonen
Piranômetro invertido	Radiação solar refletida	(W.m ⁻²)	Kipp & Zonen
Piranômetro sombreado	Radiação solar difusa	(W.m ⁻²)	Kipp & Zonen
Saldo radiômetro	Saldo de radiação	(W.m ⁻²)	Rebs
Psicrômetro	Temperatura de bulbo seco e de bulbo úmido	(°C)	IH
Anemômetro	Velocidade do vento	(m.s ⁻¹)	Didcot
Pluviômetro	Precipitação	(mm)	Didcot
Fluxímetros	Fluxo de calor	(W.m ⁻²)	Thorntwaite

O piranômetro para medição da radiação solar global foi instalado a 6,0 m de altura da pastagem e da copa das árvores na floresta. A radiação solar refletida e o saldo total de radiação foram medidos a uma altura de 3,9 m, acima da cobertura vegetal, nas áreas de floresta e de pastagem. Para medição da radiação refletida, utilizaram-se

piranômetros invertidos, com as cúpulas voltadas para a superfície. Os instrumentos foram instalados na extremidade de hastes horizontais de 3,0 m, para minimizar a influência das torres. A radiação solar difusa também foi medida por piranômetros, munidos de um dispositivo semi-circular de sombreamento. o albedo médio diário foi calculado pela razão entre os totais diurnos da radiação solar refletida e da radiação solar global. O saldo de radiação de ondas longas foi determinado por diferença entre o saldo total de radiação (R_n) e o saldo de radiação de ondas curtas (S_n).

As médias horárias das temperaturas de bulbo seco e de bulbo úmido foram obtidas, usando-se psicrômetros aspirados, com base em termômetros de resistências de platina e instalados a 1,2 m acima do nível do solo, na pastagem, e acima da copa das árvores, na floresta. Os dados de precipitação foram expressos em totais acumulados em base horária e, posteriormente, convertidos em totais diários. Os fluxos de calor no solo foram medidos por duas placas de fluxos de calor tipo Thornthwaite, instaladas a 5,0 cm de profundidade no solo e equidistantes de 2,0 m entre si. Os sensores para a medição de direção e velocidade do vento foram instalados a 2,0 m de altura acima da superfície de pastagem e da copa das árvores na floresta.

A umidade específica do ar, (q) em $g.kg^{-1}$, foi calculada usando-se a seguinte equação:

$$q = \frac{622 e}{P - 0,378 e} \quad \text{eq.10}$$

em que (e) é a pressão do vapor d'água em (mb).

O déficit de umidade específica do ar foi calculado por diferença algébrica entre a umidade específica de saturação e a umidade específica atual. A umidade específica de saturação foi obtida, substituindo-se a pressão do vapor (e) pela pressão de saturação do vapor (e_s).

3.3. *Evapotranspiração Potencial*

A evapotranspiração potencial, nas áreas de pastagem e de floresta, foi calculada pelo modelo original proposto por PENMAN (1948); isto é:

$$ET = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n + G) + \frac{\gamma}{\gamma + \Delta} E_a \quad \text{Eq. 1}$$

em que

ET - evapotranspiração potencial, mm.dia⁻¹;

R_n - saldo total de radiação expresso em lâmina de água evaporada, mm.dia⁻¹;

G - fluxo de calor no solo expresso em lâmina de água evaporada, mm.dia⁻¹;

Δ - coeficiente angular da curva que relaciona pressão de saturação do vapor d'água e temperatura, mb.°C⁻¹;

γ - constante psicrométrica ou taxa de conversão de calor sensível em calor latente, mb.°C⁻¹;

E_a - capacidade evaporativa do ar, mm.dia⁻¹.

O termo E_a foi calculado por meio da seguinte equação:

$$E_a = 0,26 (1 + 0,54U_2) (e_s - e) \quad \text{eq. 2}$$

em que

U_2 - velocidade do vento medida a 2,0 m de altura da superfície de pastagem e da copa das árvores, $m.s^{-1}$;

e_s - pressão de saturação do vapor d'água, mb;

e - pressão do vapor d'água, mb.

O coeficiente Δ foi estimado segundo a equação apresentada por JENSEN (1973):

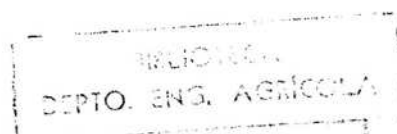
$$\Delta = 33,8639 [0,05904 (0,00738 T_{ar} + 0,8072)^7 - 0,0000342] \quad \text{eq. 3}$$

em que

T_{ar} - temperatura média do ar, °C.

A constante psicrométrica γ foi determinada pela seguinte equação:

$$\gamma = \frac{C_p P}{0,622 L} \quad \text{eq. 4}$$



em que

C_p - calor específico do ar seco à pressão constante, igual a $0,242 \text{ cal.g}^{-1}.\text{°C}^{-1}$;

P - pressão atmosférica, mb;

L - calor latente de evaporação da água, cal.g^{-1} .

O valor de L foi obtido da equação:

$$L = 595,9 - 0,55 T_{ar} \quad \text{eq. 5}$$

A pressão de saturação do vapor d'água e_s foi estimada pela equação de Tetens, conforme VIANELLO e ALVES (1991), isto é:

$$e_s = 6,1078 \cdot 10^{[7,5 T_{ar} / (237,3 + T_{ar})]} \quad \text{eq. 6}$$

A pressão atual do vapor d'água (e) foi determinada por meio da seguinte equação:

$$e = \frac{UR e_s}{100} \quad \text{eq. 7}$$

em que UR é a umidade relativa do ar, obtida a partir dos dados de temperatura do bulbo seco e do bulbo úmido.

A evapotranspiração potencial média diária também foi estimada pelo método de Priestley-Taylor, ou seja:

$$ET_p = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n + G) \quad \text{eq. 8}$$

O parâmetro α da equação de Priestley-Taylor foi determinado pela razão entre a evapotranspiração potencial média diária obtida pelo método de Penman (equação 1) e a evapotranspiração de equilíbrio (ET_q), isto é:

$$\alpha = \frac{ET_p}{ET_q} \quad \text{eq. 9}$$

em que ET_q representa o termo radiativo da equação 1, isto é:

$$\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n + G)$$

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. *Precipitação Pluvial*

Os totais diários de precipitação para a área de pastagem, no período de agosto de 1991 a abril de 1992, e para a área de floresta, correspondente ao período de agosto de 1991 a 16 de fevereiro de 1992, estão apresentados nas Figuras 2 e 3, respectivamente. O período de agosto a novembro é representativo da estação seca, tendo ocorrido apenas 13 dias chuvosos, com um total de 191 mm na área de floresta e 17 dias chuvosos, com 303 mm na área de pastagem. A estação chuvosa, iniciada a partir de dezembro, é caracterizada pela maior frequência de dias chuvosos e precipitações mais intensas. Durante o período de dezembro de 1991 a abril de 1992, ocorreram 625 mm de chuva na área de pastagem, distribuídos em 69 dias, enquanto no período de dados disponíveis na área de floresta, entre dezembro de 1991 e 16 de fevereiro de 1992, o total acumulado de chuva foi de 535 mm, distribuído em 31 dias.

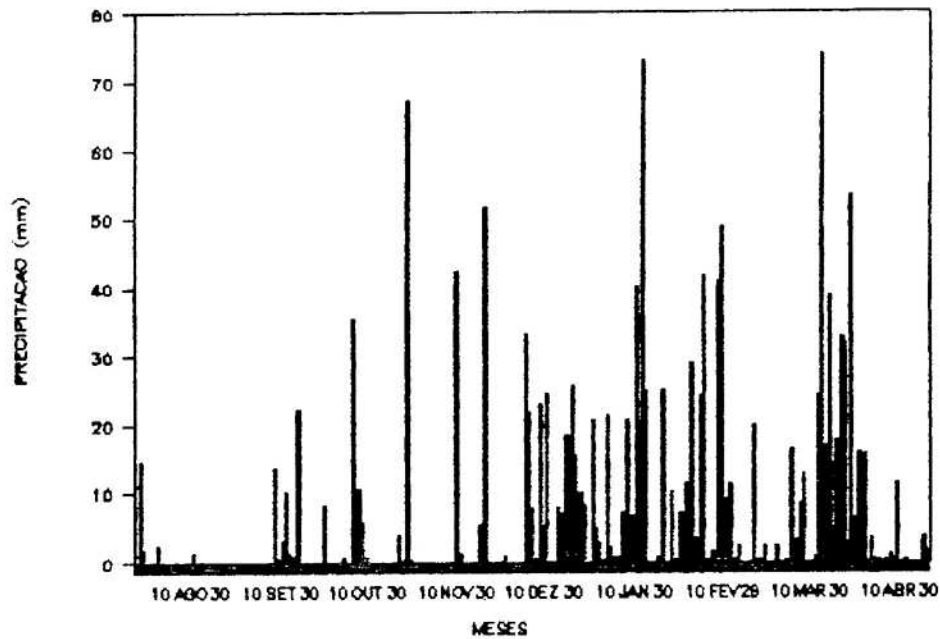


FIGURA 2 - Precipitação Diária na Área de Pastagem, no Período de Agosto de 1991 a Abril de 1992.

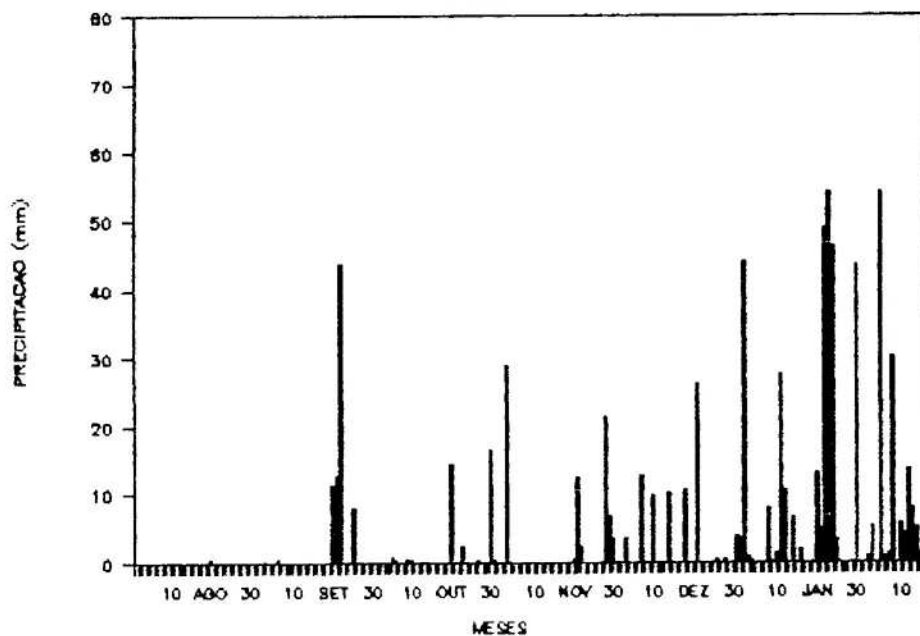


FIGURA 3 - Precipitação Diária na Área de Floresta, no Período de Agosto de 1991 a 16 de Fevereiro de 1992.

4.2. Radiação Solar Global

A Figura 4 mostra a variação média horária da radiação solar global, nas áreas de pastagem e de floresta, na estação seca, no período de agosto a novembro de 1991. Observa-se, de modo geral, uma boa concordância entre os valores de radiação solar global nas duas áreas experimentais, exceto entre 10:00 e 15:00 horas, quando ocorreram os valores máximos de $702,0 \text{ W.m}^{-2}$ na área de floresta e $650,3 \text{ W.m}^{-2}$ na área de pastagem.

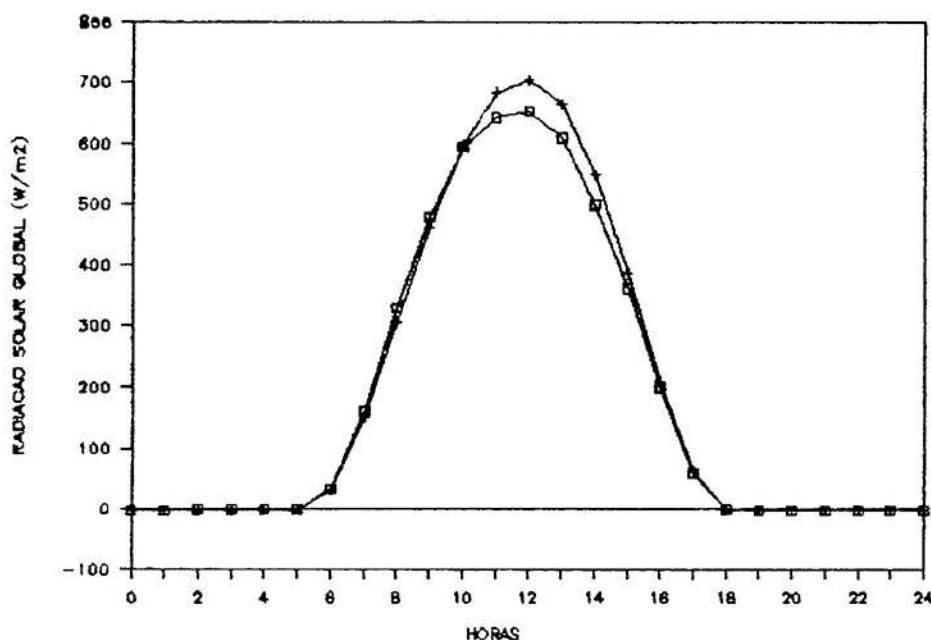


FIGURA 4 - Variação Média Horária de Radiação Solar Global nas Áreas de Pastagem (\square) e de Floresta ($+$), na Estação Seca, no Período de Agosto a Novembro de 1991.

A Figura 5 apresenta a variação média horária da radiação solar global, nas áreas de pastagem e de floresta, na estação chuvosa, durante o período de 10 de dezembro de 1991 a 16 de fevereiro de 1992. Os valores máximos de radiação solar global, de $560,3 \text{ W.m}^{-2}$, na área de floresta, e $580,4 \text{ W.m}^{-2}$, na área de pastagem, foram inferiores aos valores observados na estação seca. Esta diferença pode estar relacionada a um possível aumento da nebulosidade na estação chuvosa, a qual diminui a intensidade da radiação solar incidente na superfície.

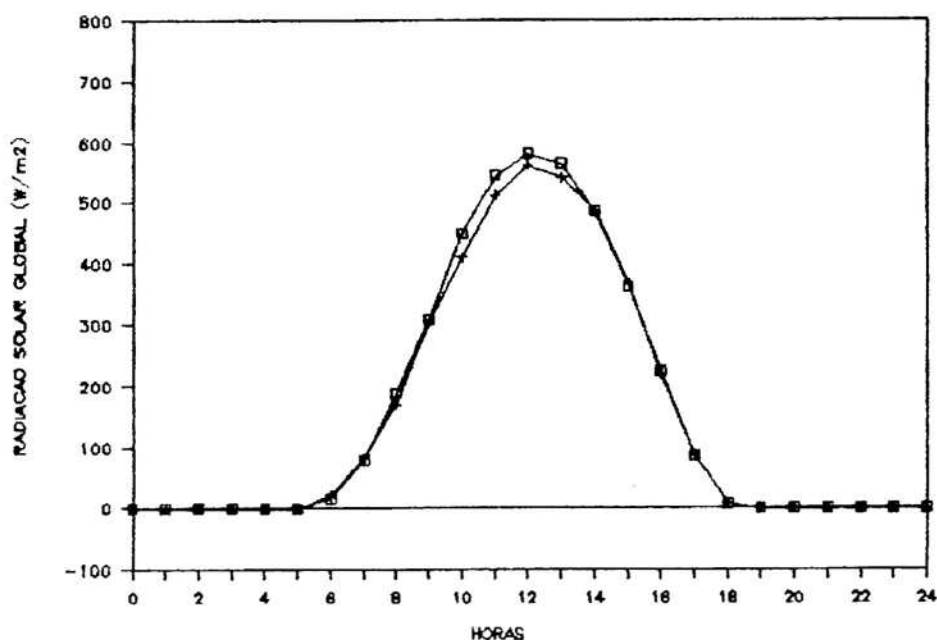


FIGURA 5 - Variação Média Horária da Radiação Solar Global, nas Áreas de Pastagem (\square) e de Floresta (+), na Estação Chuvosa, no Período de Dezembro de 1991 a 16 de Fevereiro de 1992.

A variação da radiação solar global média diária, nas áreas de pastagem e de floresta, calculada a partir de 243 dias de medições horárias entre o nascer e o pôr-do-sol, durante o período de julho de 1991 a novembro de 1992, está ilustrada na Figura 6.

A radiação solar global média, na estação seca, correspondente aos períodos de julho a novembro de 1991 e de maio a novembro de 1992, variou de $384,8 \text{ W.m}^{-2}$, na área de pastagem, para $401,2 \text{ W.m}^{-2}$, na área de floresta. Os valores de radiação solar global, ligeiramente superiores na área de floresta, podem estar associados às mudanças transitórias da nebulosidade, entre as duas localidades experimentais.

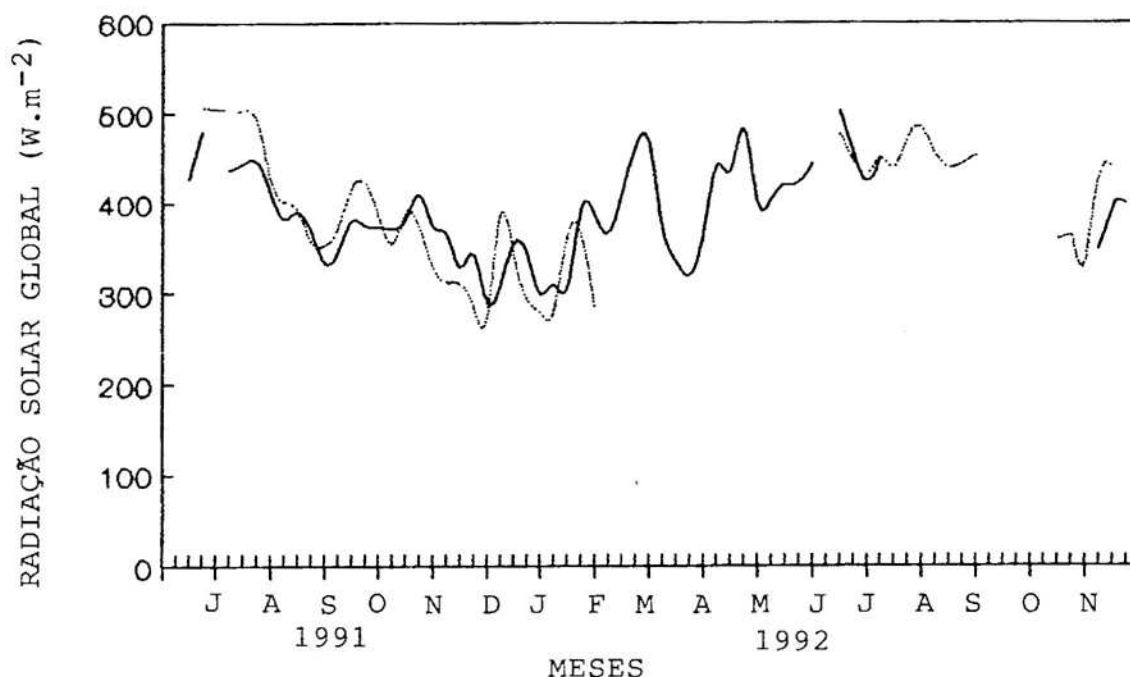


FIGURA 6 - Variação Média Diária da Radiação Solar Global, nas Áreas de Pastagem (—) e de Floresta (....), no Período de Julho de 1991 a Novembro de 1992.

Durante a estação chuvosa, usando-se 78 dias completos de dados horários, no período entre 1º de dezembro de 1991 e 16 de fevereiro de 1992, o valor médio da radiação solar global na área de pastagem foi $333,5 \text{ W.m}^{-2}$, enquanto na área de floresta o valor médio observado foi de $320,2 \text{ W.m}^{-2}$. As diferenças médias de 51,3 e $81,0 \text{ W.m}^{-2}$, nas áreas de pastagem e de floresta, respectivamente, comparando-se a estação chuvosa com a estação seca, são consideráveis, tendo-se em vista que a radiação solar global é o principal componente do balanço de radiação. Ao se comparar a relação entre a radiação solar global na floresta e na pastagem, nas estações seca e chuvosa, obteve-se uma razão de aproximadamente 1,0, durante o período estudado, embora tenha sido constatada uma maior variabilidade na estação chuvosa, conforme está ilustrado no Quadro 4.

QUADRO 4 - Comparação da Radiação Solar Global Média Diária, entre as Áreas de Floresta e de Pastagem (Sgf/Sgp)

Ano	Meses	Dias	(Sgf/Sgp)
1991	Agosto	(31 dias)	$1,1 \pm 0,1$
	Setembro	(30 dias)	$1,0 \pm 0,1$
	Outubro	(31 dias)	$1,1 \pm 0,1$
	Novembro	(30 dias)	$0,9 \pm 0,1$
	Dezembro	(31 dias)	$1,0 \pm 0,3$
1992	Janeiro	(31 dias)	$1,0 \pm 0,3$
	Fevereiro	(29 dias)	$0,9 \pm 0,2$

4.3. Albedo

A variação média horária do albedo, nas áreas de pastagem e de floresta, calculada a partir da razão entre os valores médios horários da radiação solar refletida e da radiação solar global na estação seca, no período englobado de 19 a 20 de agosto e de 9 a 30 de novembro de 1991, e na estação chuvosa, no período de dezembro de 1991 a 16 de fevereiro de 1992, está ilustrada nas Figuras 7 e 8, respectivamente.

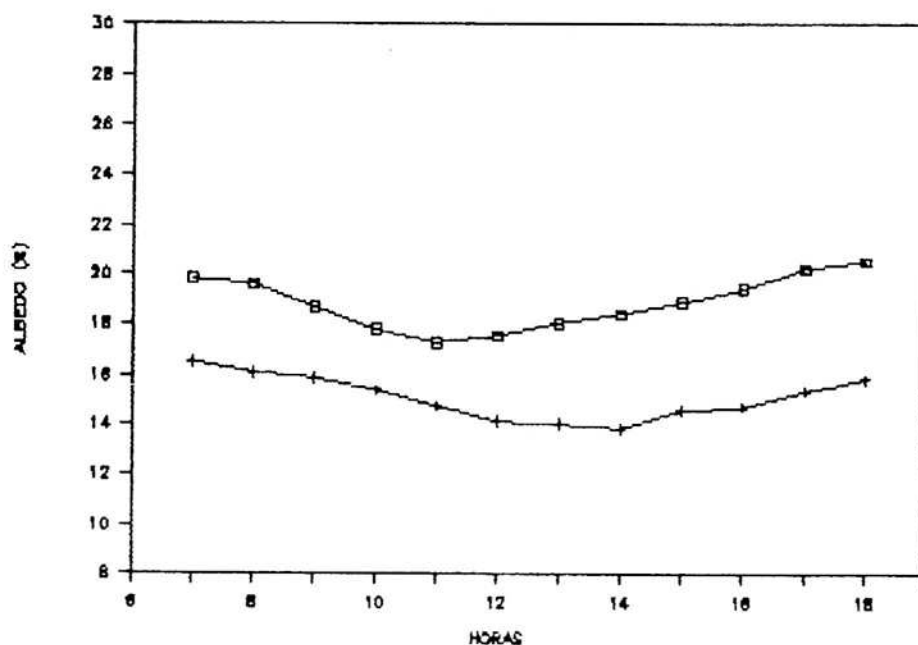


FIGURA 7 - Variação Média Horária do Albedo, nas Áreas de Pastagem (□) e de Floresta (+), na Estação Seca, no Período de 19 a 20 de Agosto e de 9 a 30 de Novembro de 1991.

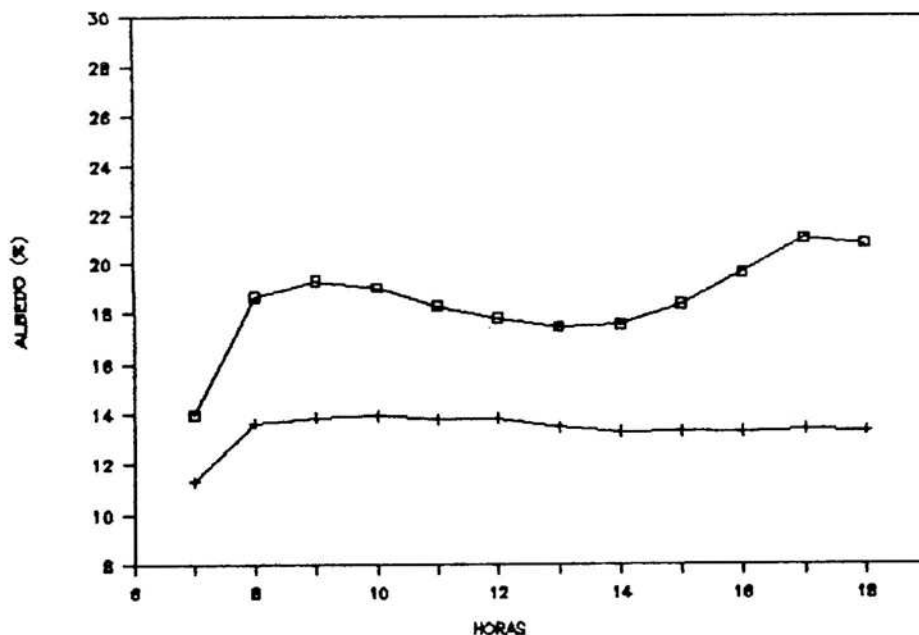


FIGURA 8 - Variação Média Horária do Albedo, nas Áreas de Pastagem (□) e de Floresta (+), na Estação Chuvosa, no Período de Dezembro de 1991 a 16 de Fevereiro de 1992.

Na Figura 7, observa-se que o albedo decresce à medida que aumenta a elevação solar. Os valores são máximos nas primeiras horas da manhã e nas últimas horas da tarde; isto, porque, para pequenas elevações solares, as superfícies vegetais comportam-se como superfícies planas, captando pouca energia e, portanto, aumentando sua refletividade. Nas horas em que a elevação solar é maior, em torno da metade do dia, ocorre maior penetração da radiação solar no interior da comunidade vegetal, decorrente de um coeficiente de absorção maior. Na estação seca, foram obtidos valores médios do albedo, ao meio-dia, de 18,0% na pastagem e de 14,0% na floresta. Na

estação chuvosa (Figura 8), percebem-se menores valores do albedo, no princípio da manhã. Esta situação do albedo, diferente do comportamento observado na estação seca, deve-se, provavelmente, às constantes chuvas que ocorrem durante a madrugada e mantêm as superfícies da copa das árvores e da pastagem bastante umedecidas, favorecendo uma diminuição do albedo em ambas as áreas experimentais. Na estação chuvosa, foram observados valores ligeiramente menores do albedo, ao meio-dia, comparados aos da estação seca, com 17,4% na pastagem e 13,4% na floresta. Estes resultados são superiores aos valores encontrados por BASTABLE et alii (1992), na Amazônia Central, próximo a Manaus, AM, os quais obtiveram valores médios do albedo, ao meio-dia, de 15,7% na pastagem e de 12,8% na floresta, para um período que compreende um mês representativo da estação seca e um mês representativo da estação chuvosa.

As médias diárias do albedo, no período de julho de 1991 a novembro de 1992, estão ilustradas na Figura 9.

O valor médio diário do albedo na pastagem, com base em 45 dias da estação seca, no período de maio a novembro de 1992, foi de 18,3% na área de pastagem. Na área de floresta, utilizaram-se 97 dias para a determinação do albedo médio diário de 15,7%.

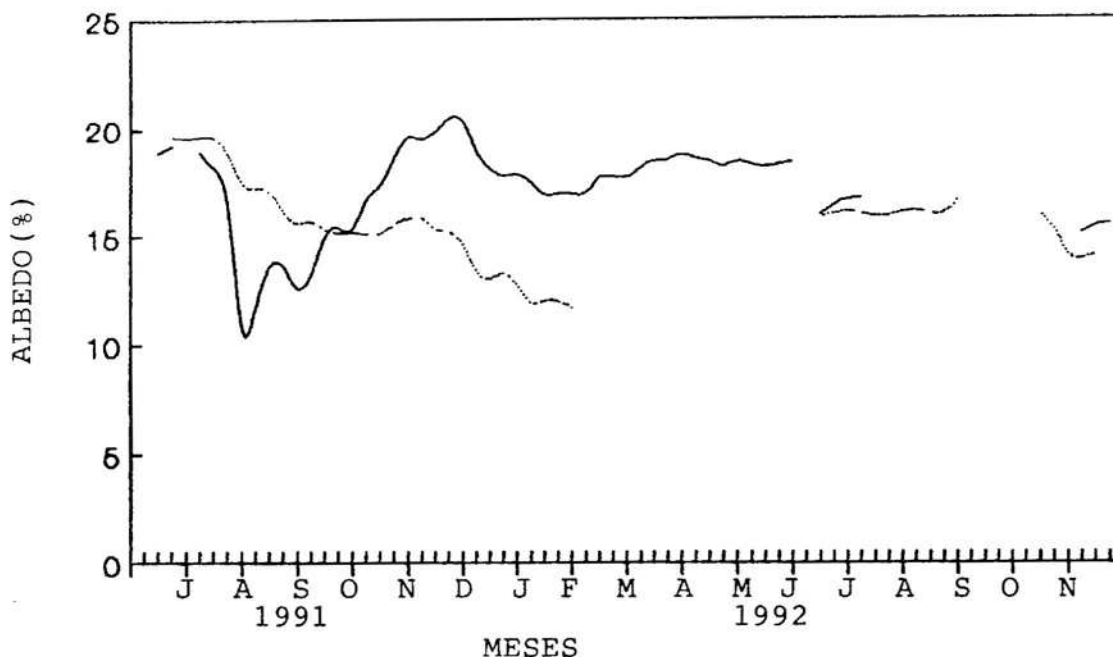


FIGURA 9 - Variação Média Diária do Albedo, nas Áreas de Pastagem (—) e de Floresta (....), no Período de Julho de 1991 a Novembro de 1992.

Na estação chuvosa foi encontrado um valor médio diário do albedo de 18,2% na área de pastagem, com base em 152 dias e de 13,2% na área de floresta, para 78 dias, no período de dezembro de 1991 a abril de 1992. Observou-se uma tendência de diminuição do albedo com o aumento do número de dias chuvosos.

A variação do albedo na área de pastagem, durante a estação seca, foi grandemente afetada pela ocorrência accidental de uma queimada, no dia 21 de agosto de 1991. Antes da queimada, o valor médio do albedo neste local era de 19,0%. Após a queimada, o albedo diminuiu abruptamente para 8,5% e só recuperou os valores semelhantes aos anteriores à queimada, cerca de 80 dias depois, quando a grama rebrotou. A variação do albedo, em consequência da

queimada na pastagem, foi analisada por FISCH et alii (1992).

O Quadro 5 apresenta os valores médios do albedo da floresta e da pastagem, durante os diferentes meses de coleta de dados.

Pelo Quadro 5 verifica-se que o albedo da área desmatada aumentou, substancialmente, como resultado da menor absorção da radiação solar global pela superfície, exceto nos meses de agosto e de setembro de 1991, quando a queimada na área de pastagem reduziu o valor do albedo abaixo do observado na área de floresta.

QUADRO 5 - Valores Médios do Albedo (%), no Período de Julho de 1991 a Novembro de 1992, nas Áreas de Pastagem e de Floresta

Período	Pastagem		Floresta	
1991				
Julho	(11 dias)	19,0	(8 dias)	19,6
Agosto	(31 dias)	16,1	(31 dias)	18,9
Setembro	(30 dias)	13,1	(30 dias)	16,4
Outubro	(31 dias)	15,8	(31 dias)	15,3
Novembro	(30 dias)	19,0	(30 dias)	15,6
Dezembro	(31 dias)	19,4	(31 dias)	14,5
1992				
Janeiro	(31 dias)	17,5	(31 dias)	12,6
Fevereiro	(29 dias)	17,2	(16 dias)	12,0
Março	(31 dias)	18,1	-	-
Abril	(30 dias)	18,5	-	-
Maiο	(31 dias)	18,3	-	-
Junho	(8 dias)	16,8	(14 dias)	-
Julho	-	-	(31 dias)	16,0
Agosto	-	-	(25 dias)	16,2
Setembro	-	-	-	-
Outubro	-	-	(12 dias)	15,7
Novembro	(6 dias)	15,5	(15 dias)	14,1

4.4. Saldo Total de Radiação

As Figuras 10 e 11 apresentam as variações médias do saldo total de radiação e do saldo de radiação de ondas longas, com base em valores horários de 41 dias para a estação seca e de 78 dias para a estação chuvosa, respectivamente. Na estação seca, o saldo total de radiação na área de floresta foi maior que o da pastagem, durante o período diurno, especialmente entre 10:00 e 15:00 horas, tendo sido observado o valor máximo de $500,0 \text{ W.m}^{-2}$ para a área de floresta e de $450,0 \text{ W.m}^{-2}$ para a pastagem, em torno de 12:00 horas. Durante o período noturno, as perdas de radiação foram maiores na floresta que na pastagem e, no período diurno, os valores do saldo de radiação de ondas longas ao meio-dia foram $-130,2 \text{ W.m}^{-2}$ na floresta, em comparação aos $90,3 \text{ W.m}^{-2}$ observados na pastagem.

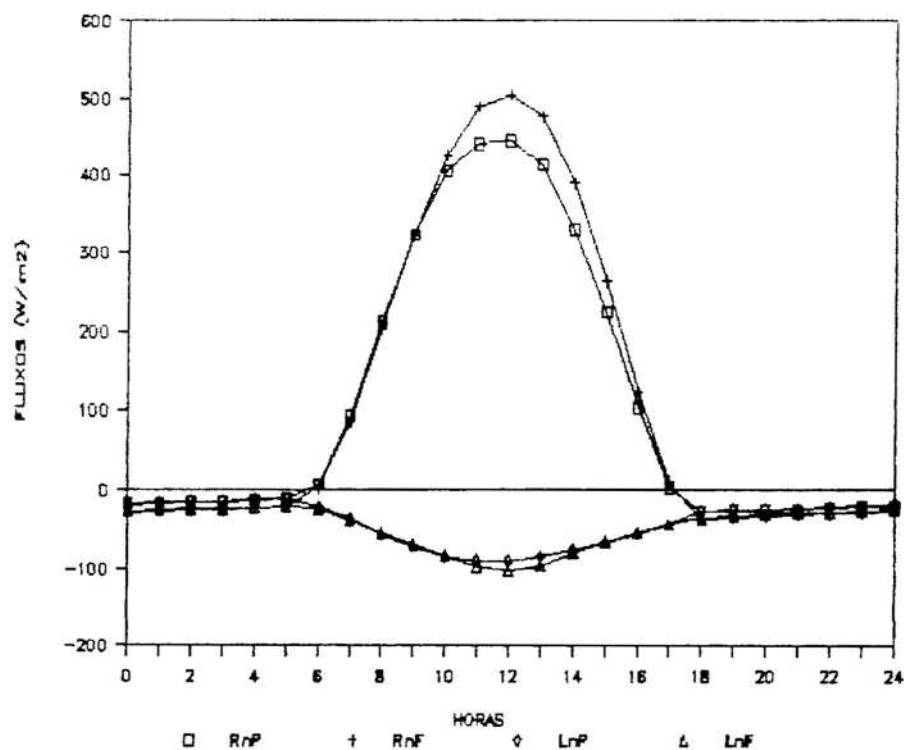


FIGURA 10 - Variação Média Horária do Saldo Total de Radiação (R_n) e do Balanço de Radiação de Ondas Longas (L_n), nas Áreas de Pastagem (P) e de Floresta (F), na Estação Seca, no Período de 10 a 20 de Agosto e de 9 a 30 de Novembro de 1991.

Na estação chuvosa, embora a tendência da variação horária do saldo total de radiação e do saldo de radiação de ondas longas tenha sido semelhante à observada na estação seca, as diferenças em magnitudes na pastagem e na floresta foram menores, tanto no período diurno como no período noturno. Os valores máximos do saldo total de radiação também ocorreram em torno de 12:00 horas, tendo sido obtidos $420,3 \text{ W.m}^{-2}$ na floresta e $400,0 \text{ W.m}^{-2}$ na pastagem. À noite, o saldo total de radiação foi aproximadamente o mesmo na floresta e na pastagem. O saldo de radiação apresentou

valores mínimos, em torno do meio-dia, na área de pastagem, $-82,1 \text{ W.m}^{-2}$, enquanto na área de floresta o valor mínimo, neste mesmo horário foi de $-69,2 \text{ W.m}^{-2}$. Esta diferença, em relação à estação seca deve-se, principalmente, à diferença de magnitude da radiação global nas duas localidades.

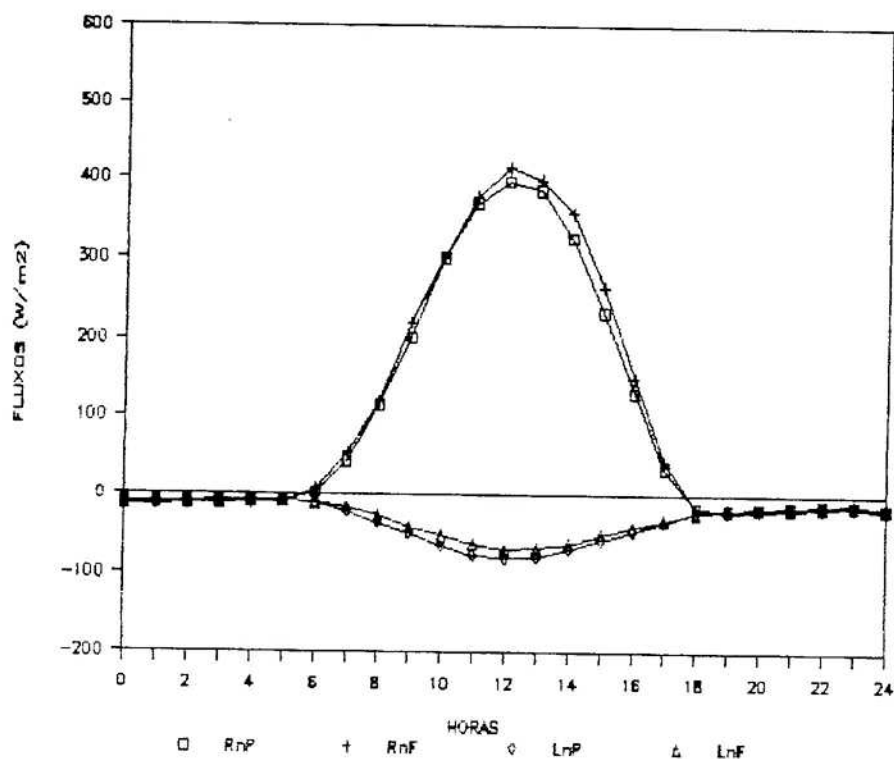


FIGURA 11 - Variação Média Horária do Saldo Total de Radiação (Rn) e do Balanço de Radiação de Ondas Longas (Ln), nas Áreas de Pastagem (P) e de Floresta (F), na Estação Chuvosa, no Período de dezembro de 1991 a 16 de fevereiro de 1992.

Equações de regressão linear, entre os valores horários do saldo total de radiação (R_n), durante o período de brilho solar, em função da radiação solar global (S_g), e do saldo de radiação de ondas curtas (S_n), obtidas para cada mês da estação seca e chuvosa e para todo o período, com os respectivos coeficientes de determinação (r^2), valores do desvio-padrão da regressão (S_{yx}), coeficientes de aquecimento (β) e coeficientes de troca de ondas longas (λ) estão apresentados nos Quadros 7 e 8. Na estação seca, os dados relativos ao período da queimada não foram considerados para efeito de cálculos.

O coeficiente de aquecimento (β) representa a parcela do saldo total de radiação que é convertida em radiação de ondas longas, enquanto o coeficiente de troca de onda longa (λ) indica a variação do saldo de radiação de ondas longas sobre uma superfície, por unidade de variação na radiação solar absorvida. Determinaram-se os coeficientes (β) e (λ), por meio da seguinte expressão:

$$R_n = a_1 + b_1 S_g (1 - v) \quad \text{eq. 11}$$

em que v é o albedo da superfície; $S_g (1 - v)$ é o saldo de radiação de ondas curtas. Assim,

$$\beta = \frac{(1 - b_1)}{b_1} \quad \text{eq. 12}$$

$$\lambda = b_1 - 1 \quad \text{eq. 13}$$

em que (a_1) e b_1 são as constantes derivadas da regressão. Para a regressão entre o saldo total de radiação e a radiação solar global, estas constantes são consideradas como (a) e (b) , respectivamente.

Obtiveram-se excelentes coeficientes de determinação (r^2) das equações de regressão entre valores horários de (R_n) e (S_g) . Assim como (R_n) e (S_n) , todos estiveram acima de 0,970, tanto para a pastagem como para a floresta (Quadros 7 e 8). Nestes quadros, todos os valores r^2 foram significativos a 1%, pelo teste t , e os números entre parênteses representam os totais de dias utilizados.

QUADRO 7 - Regressões Lineares Ajustadas do Saldo de Radiação (Rn) com a Radiação Solar Global (Sg), e com o Saldo de Radiação de Ondas Curtas (Sn), Coeficientes de Determinação (r^2), Coeficientes de Aquecimento (β), Coeficientes de Troca de Ondas Longas (λ) e Desvios-Padrão das Regressões (Syx), para a Area de Pastagem

Período	Equação de Regressão	r^2	β	λ	Syx
Ago/91 (20)	Rn = -34,96 + 0,72 Sg Rn = -29,22 + 0,84 Sn	0,991 0,982	- 0,182	- -0,154	5,18 6,03
Nov/91 (22)	Rn = -23,89 + 0,60 Sg Rn = -20,56 + 0,72 Sn	0,995 0,997	- 0,377	- -0,274	5,41 2,40
Dez/91 (31)	Rn = -21,33 + 0,61 Sg Rn = -19,15 + 0,74 Sn	0,997 0,998	- 0,353	- -0,261	5,31 2,83
Jan/92 (31)	Rn = -18,22 + 0,66 Sg Rn = -16,16 + 0,78 Sn	0,998 0,999	- 0,280	- -0,219	5,40 2,96
Fev/92 (29)	Rn = -20,20 + 0,72 Sg Rn = -15,88 + 0,88 Sn	0,999 0,999	- 0,140	- -0,123	4,82 4,50
Mar/92 (31)	Rn = -14,18 + 0,72 Sg Rn = -19,15 + 0,89 Sn	0,996 0,996	- 0,125	- -0,111	4,18 4,66
Abr/92 (30)	Rn = -23,59 + 0,76 Sg Rn = -17,43 + 0,91 Sn	0,999 0,998	- 0,096	- -0,088	3,70 7,13
Mai/92 (31)	Rn = -35,40 + 0,70 Sg Rn = -27,97 + 0,84 Sn	0,997 0,998	- 0,183	- -0,155	9,75 4,01
Estação Seca	Rn = -31,42 + 0,67 Sg Rn = -25,92 + 0,80 Sn	0,997 0,996	- 0,241	- -0,194	7,15 2,78
Estação Chuvosa	Rn = -19,50 + 0,80 Sg Rn = -17,56 + 0,69 Sn	0,998 0,998	- 0,437	- -0,304	5,93 2,90
Todo o Período	Rn = -23,17 + 0,70 Sg Rn = -19,44 + 0,83 Sn	0,978 0,979	- 0,198	- -0,165	6,21 5,31

QUADRO 8 - Regressões Lineares Ajustadas do Saldo de Radiação (Rn) com a Radiação Solar Global (Sg), e com o Saldo de Radiação de Ondas Curtas (Sn), Coeficientes de Determinação (r^2), Coeficientes de Aquecimento (β), Coeficientes de Troca de Ondas Longas (λ) e Desvios-Padrão das Regressões (Syx), para a Área de Floresta

Período	Equação de Regressão	r^2	β	λ	Syx
Ago/91 (31)	Rn = -41,99 + 0,75 Sg Rn = -35,14 + 0,91 Sn	0,997 0,998	- 0,102	- -0,093	5,64 3,70
Set/91 (30)	Rn = -29,65 + 0,76 Sg Rn = -26,68 + 0,90 Sn	0,998 0,998	- 0,113	- -0,102	3,92 4,37
Out/91 (31)	Rn = -25,79 + 0,76 Sg Rn = -23,38 + 0,86 Sn	0,999 0,999	- 0,155	- -0,134	4,36 2,60
Nov/91 (30)	Rn = -21,26 + 0,76 Sg Rn = -20,14 + 0,88 Sn	0,999 0,998	- 0,139	- -0,122	1,81 5,01
Dez/91 (31)	Rn = -16,03 + 0,77 Sg Rn = -15,62 + 0,89 Sn	0,999 0,999	- 0,116	- -0,104	4,47 2,15
Jan/92 (31)	Rn = -12,83 + 0,77 Sg Rn = -12,92 + 0,90 Sn	0,999 0,999	- 0,109	- -0,098	1,28 4,75
Fev/92 (16)	Rn = -12,61 + 0,77 Sg Rn = -12,55 + 0,90 Sn	0,999 0,999	- 0,106	- -0,096	4,60 3,23
Jun/92 (14)	Rn = -52,83 + 0,82 Sg Rn = -48,66 + 0,96 Sn	0,997 0,996	- 0,042	- -0,040	4,28 3,97
Jul/92 (31)	Rn = -47,08 + 0,81 Sg Rn = -44,39 + 0,95 Sn	0,997 0,996	- 0,053	- -0,050	7,90 4,11
Ago/92 (25)	Rn = -43,06 + 0,80 Sg Rn = -39,60 + 0,94 Sn	0,985 0,983	- 0,059	- -0,056	5,07 3,83
Out/92 (12)	Rn = -24,82 + 0,78 Sg Rn = -20,77 + 0,91 Sn	0,998 0,999	- 0,094	- -0,086	4,62 2,81

Continua...

QUADRO 8. Cont.

Período	Equação de Regressão	r^2	β	λ	Syx
Nov/92 (15)	Rn = -21,45 + 0,79 Sg	0,999	-	-	4,53
	Rn = -18,99 + 0,92 Sn	0,999	0,084	-0,078	2,40
Estação Seca	Rn = -34,22 + 0,77 Sg	0,997	-	-	4,50
	Rn = -26,44 + 0,90 Sn	0,996	0,107	-0,097	2,35
Estação Chuvosa	Rn = -13,82 + 0,78 Sg	0,997	-	-	4,30
	Rn = -13,69 + 0,91 Sn	0,998	0,092	-0,085	0,98
Todo o Período	Rn = -23,10 + 0,76 Sg	0,986	-	-	4,36
	Rn = -21,24 + 0,87 Sn	0,988	0,143	-0,125	3,57

O coeficiente (b), para a pastagem, variou de 0,60 no final da estação seca em novembro a 0,76 no final da estação chuvosa, em abril. O coeficiente (b₁), para a pastagem, apresentou valores com tendência de variação semelhante, entre 0,72 em novembro e 0,91 em abril. Os coeficientes (b) e (b₁), para a floresta, apresentaram valores superiores aos observados na pastagem, além de apresentarem tendências de variação diferentes da pastagem e com menor variação durante o mesmo período. O coeficiente (b) da floresta elevou-se de 0,75 em agosto de 1991 a 0,82 em junho de 1992, enquanto (b₁) foi de 0,86 em outubro de 1991 e chegou a 0,96 em junho de 1992. Esses resultados sugerem que os coeficientes de regressão da radiação solar global e do saldo de ondas curtas são dependentes das características de cada área experimental e das condições meteorológicas durante o

período estudado. Os valores dos coeficientes de regressão, determinados para pastagem e floresta, durante a estação seca e chuvosa, ilustram essa dependência.

O termo de interceptação (a) apresentou grande variação, tanto na área de pastagem como na área de floresta. Ao se considerar a regressão entre saldo total de radiação e radiação solar global, o coeficiente (a) variou de $-19,50 \text{ W.m}^{-2}$ na estação chuvosa a $-31,42 \text{ W.m}^{-2}$ na estação seca, para a pastagem, enquanto na área de floresta, (a) variou de $-13,82 \text{ W.m}^{-2}$ na estação chuvosa a $-34,22 \text{ W.m}^{-2}$ na estação seca. Resultados semelhantes foram obtidos para o coeficiente (a_1) da relação entre saldo total de radiação e saldo de radiação de ondas curtas. Os valores do desvio-padrão das regressões foram maiores na estação seca, principalmente na área de pastagem. Os menores valores do desvio-padrão foram obtidos nas regressões entre saldo total de radiação e saldo de radiação de ondas curtas, que variou de 2,78 na estação seca a 2,90 na estação chuvosa, para a pastagem e de 2,35 na estação seca a 0,98 na estação chuvosa, para a floresta.

O coeficiente (β) apresentou maior variabilidade na área de pastagem em relação à floresta. Os valores de (β) variaram de 0,241, na estação seca, a 0,437, na estação chuvosa, para a pastagem, enquanto na área de floresta a variação foi de 0,107 na estação seca e de 0,092 na estação chuvosa. ANDRÉ et alii (1988) encontraram valores médios de (β) para a Floresta

Amazônica, em Manaus, AM, de 0,138 para a estação seca e 0,105 para a estação chuvosa. O coeficiente (λ) também apresentou maior variabilidade na área de pastagem entre as estações seca e chuvosa.

Os valores de (λ) na pastagem variaram de -0,194 na estação seca a -0,304 na estação chuvosa, enquanto na floresta a variação foi de -0,097 na estação seca a 0,085 na estação chuvosa.

A variação média diária do saldo total de radiação, no período de julho de 1991 a novembro de 1992, é apresentada na Figura 12.

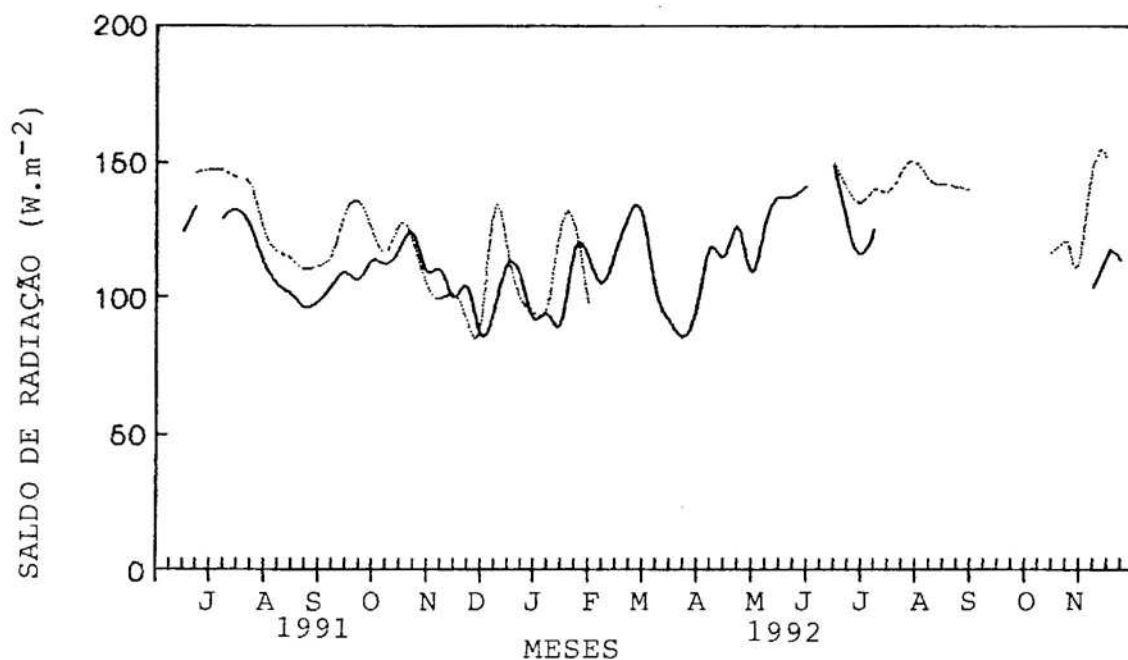


FIGURA 12 - Variação Média Diária do Saldo Total de Radiação nas Áreas de Pastagem (—) e de Floresta (.....), no Período de Julho de 1991 a Novembro de 1992.

Durante a estação seca, correspondente ao período de julho a novembro de 1991 e de maio a novembro de 1992, o saldo total de radiação foi mais elevado na área de floresta, apresentando um valor médio diário de $130,3 \text{ W.m}^{-2}$ e um valor médio diurno de $328,6 \text{ W.m}^{-2}$, enquanto na área de pastagem o valor médio do saldo total de radiação foi $120,1 \text{ W.m}^{-2}$ e a média diurna foi $299,3 \text{ W.m}^{-2}$. No período entre outubro e novembro de 1992, o saldo total de radiação na floresta apresentou reduções abruptas, em função das chuvas ocasionais ocorridas no dia 25 de outubro (14 mm) e nos dias 5 (41 mm) e 7 (30 mm) de novembro.

Durante a estação chuvosa, no período de 10 de dezembro a 16 de fevereiro, o saldo total de radiação médio diário, na área de pastagem, foi de $101,5 \text{ W.m}^{-2}$, com um valor médio diurno de 231 W.m^{-2} , enquanto na área de floresta, o valor médio diário obtido foi de $108,6 \text{ W.m}^{-2}$, com uma média diurna de $246,2 \text{ W.m}^{-2}$.

Como já era esperado, a variação do saldo total de radiação foi semelhante à variação da radiação solar global, comprovada por meio das boas estimativas obtidas por regressões lineares entre estas duas variáveis. No entanto, o saldo de radiação foi, em média, mais elevado para a área de floresta, principalmente, em virtude dos maiores valores de albedo e temperatura do ar no período diurno, na área de pastagem.

4.5. Fluxo de Calor no Solo

Nas Figuras 13 e 14 encontram-se os valores médios horários do fluxo de calor no solo na floresta e na pastagem, durante as estações seca e chuvosa, respectivamente.

As maiores amplitudes de fluxo de calor no solo ocorreram na pastagem, com $72,0 \text{ W.m}^{-2}$ na estação seca e $58,0 \text{ W.m}^{-2}$ na estação chuvosa. Na área de floresta, o tempo de ocorrência do valor máximo está defasado em duas horas, com relação à pastagem. Este comportamento deve-se ao fato de que, sob pastagem, o fluxo de calor é decorrente do efeito combinado do aquecimento da superfície e do gradiente de temperatura, ao passo que, o efeito de sombreamento na floresta impede o aquecimento direto da superfície. Na estação chuvosa, a variação do fluxo de calor no solo foi minimizada na pastagem e floresta. A amplitude na pastagem foi reduzida para $58,0 \text{ W.m}^{-2}$ e, na floresta, a variação observada ficou entre 0 e $-4,0 \text{ W.m}^{-2}$. A mesma defasagem de duas horas entre os valores máximos foi verificada entre as duas áreas.

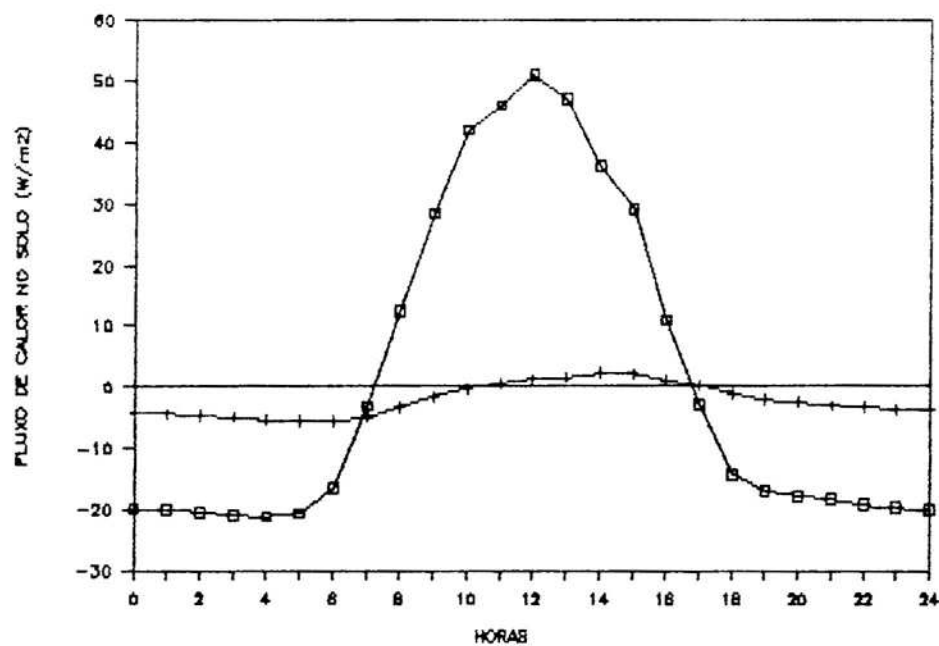


FIGURA 13 - Variação Média Horária do Fluxo de Calor no Solo nas Áreas de Pastagem (□) e de Floresta (+), na Estação Seca, no Período de 19 a 20 de Agosto e de 9 a 30 de Novembro de 1991.

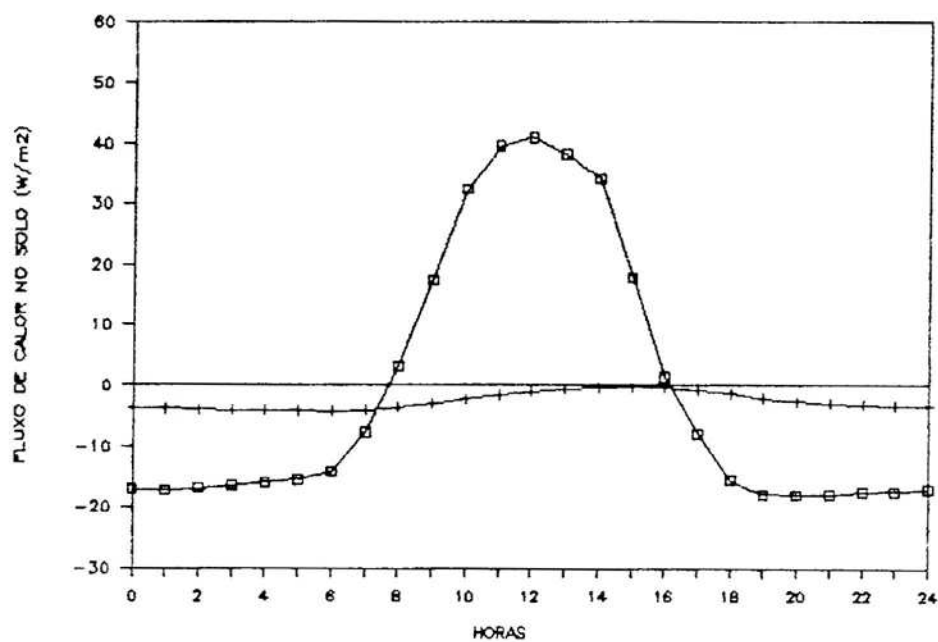


FIGURA 14 - Variação Média Horária do Fluxo de Calor no Solo nas Áreas de Pastagem (□) e de Floresta (+), na Estação Chuvosa, no Período de Dezembro de 1991 a 16 de Fevereiro de 1992.

4.6. *Temperatura do Ar*

Verificou-se, neste estudo, que a temperatura média diária do ar minimiza os efeitos radiativos diurnos e noturnos entre as superfícies de floresta e de pastagem. Este resultado enfatiza as observações de BASTABLE et alii (1992) de que as médias diárias de temperatura do ar sobre a floresta e a pastagem foram quase idênticas, mas as suas variações diurnas e noturnas foram muito diferentes. Por este motivo, estudaram-se as variações médias horárias da temperatura do ar nas duas áreas experimentais.

A Figura 15 ilustra a variação média horária da temperatura do ar nas áreas de floresta e de pastagem, durante a estação seca, no período de 19 a 20 de agosto e de 9 a 30 de novembro de 1991. Observa-se que, no período de 7:00 às 16:00 horas, a temperatura média do ar na área de pastagem foi ligeiramente superior aos valores medidos acima da copa das árvores, na floresta, em cerca de $0,6^{\circ}\text{C}$. A situação se inverte no período noturno, quando houve maior diferença entre as duas áreas, embora esta diferença não ultrapasse a $1,0^{\circ}\text{C}$. Os valores máximos, observados às 14:00 horas foram de $30,0^{\circ}\text{C}$ na floresta e $30,6^{\circ}\text{C}$ na pastagem e os valores mínimos foram $22,7$ e $22,2^{\circ}\text{C}$ para as áreas de floresta e de pastagem, respectivamente. De acordo com os resultados, ficou bem evidente uma maior amplitude térmica diária na área de pastagem.

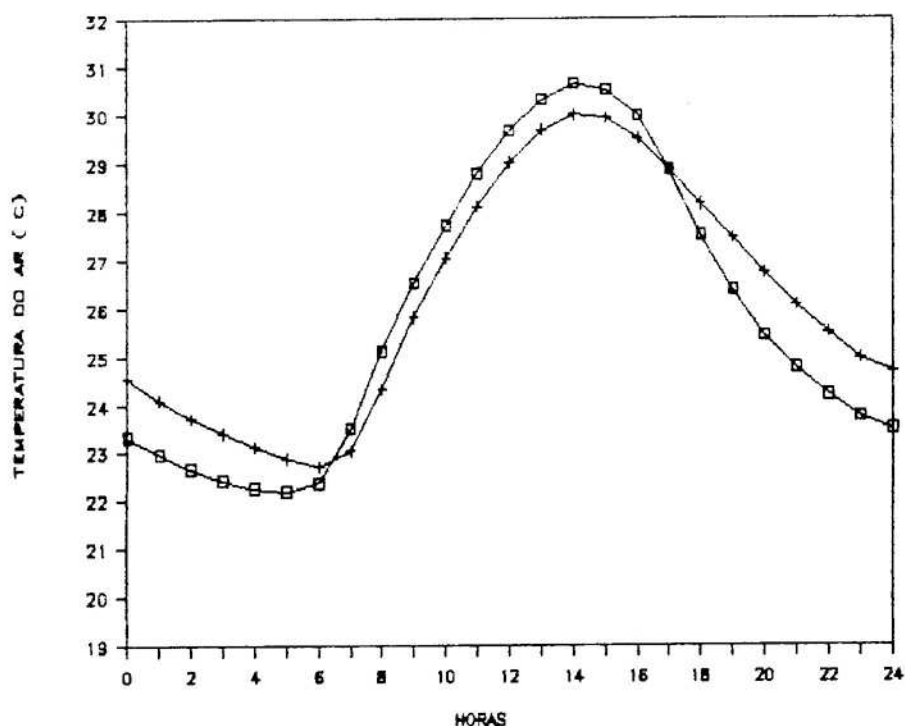


FIGURA 15 - Variação Média Horária da Temperatura do Ar nas Áreas de Pastagem (□) e de Floresta (+), na Estação Seca, no Período de 10 a 20 de Agosto e de 9 a 30 de Novembro de 1991.

Na estação chuvosa, a variação média horária da temperatura do ar é representada na Figura 16. Percebe-se que os máximos valores de temperatura foram reduzidos para 28,3°C na área de floresta e para 29,1°C na área de pastagem. O valor mínimo de temperatura na floresta foi reduzido em apenas 0,2°C, enquanto na área de pastagem esta redução foi de 0,4°C. Como era esperado, a amplitude de temperatura foi maior na área de pastagem, embora tenha ocorrido uma redução com relação à estação seca.

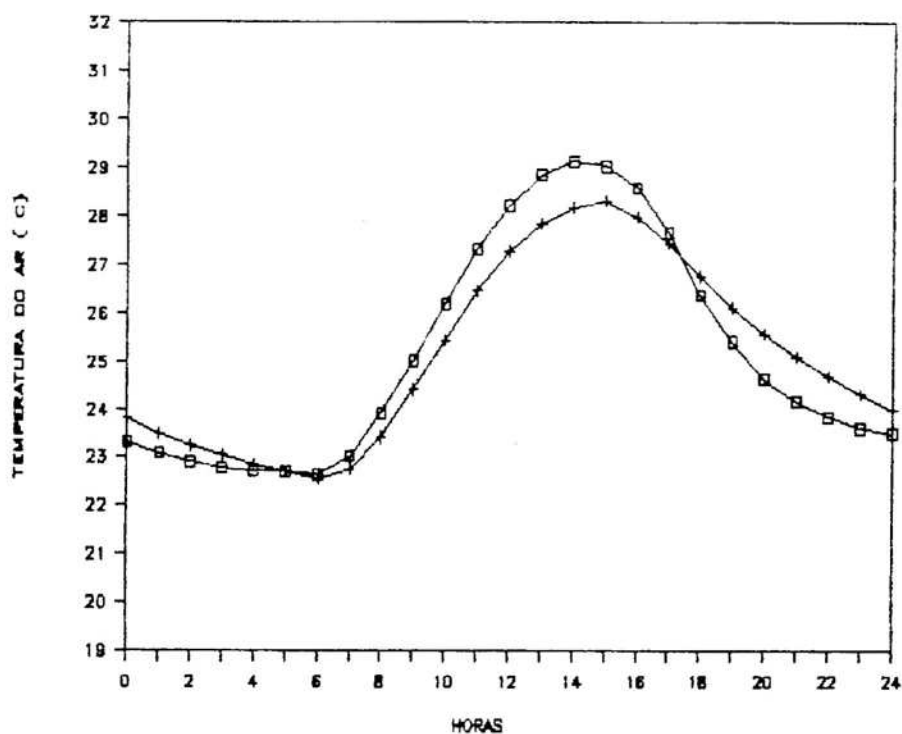


FIGURA 16 - Variação Média Horária da Temperatura do Ar nas Áreas de Pastagem (□) e de Floresta (+), na Estação Chuvosa, no Período de Dezembro de 1991 a 16 de Fevereiro de 1992.

Em suma, nas estações seca e chuvosa, a temperatura do ar foi mais elevada na área de pastagem, durante o período diurno, ocorrendo o inverso no período noturno. A maior amplitude térmica encontrada na área de pastagem é consistente com as afirmações, feitas por MOLION (1988), de que o desmatamento provoca um aumento do fluxo de calor sensível (parcela da energia radiante usada para aquecer o ar) para a atmosfera, proporcionando um aumento da amplitude térmica. As florestas exercem um importante papel no eficiente armazenamento da energia solar na biomassa

cuja capacidade térmica elevada, destacada por REIFSNYDER e LULL (1965) e BASTABLE et alii (1992), evita a perda excessiva da energia armazenada. Além disso, as florestas possuem um anteparo natural (folhagem da copa) que captura e aprisiona a radiação de ondas longas, emitida pelo solo abaixo e pela biomassa presente, enquanto que, na área de pastagem, grande parte da energia armazenada durante o período diurno se perde para o espaço durante a noite. Desta forma, na área de floresta, menos radiação térmica (ou infra-vermelha) perde-se através da copa das árvores. Na área de pastagem, por outro lado, a superfície se mantém relativamente aquecida, durante o período diurno e, sendo assim, esta não só reflete mais radiação na faixa visível, como também emite mais radiação infra-vermelha.

O Quadro 9 apresenta um resumo das variações médias da temperatura do ar nas áreas de floresta e de pastagem, durante a estação seca e a chuvosa.

QUADRO 9 - Valores Médios da Temperatura Diária do Ar, Temperatura Diurna e Noturna do Ar, Temperatura Máxima e Temperatura Mínima Diária do Ar, para as Áreas de Floresta e de Pastagem, Durante as Estações Seca (Agosto a Novembro de 1991) e Chuvosa (Dezembro de 1991 a 16 de Fevereiro de 1992)

	Floresta		Pastagem	
	Estação Seca	Estação Chuvosa	Estação Seca	Estação Chuvosa
Temp. média diária do ar	26,1±2,4	25,1±1,9	25,8±2,9	25,1±2,3
Temp. média diurna do ar	27,3±1,0	26,0±1,6	28,1±1,3	27,0±1,5
Temp. média noturna do ar	25,1±1,4	24,2±1,1	23,6±1,1	23,2±1,3
Média das temperaturas máximas diárias do ar	30,0±0,5	28,3±0,4	30,6±1,1	29,1±0,3
Média das temperaturas mínimas diárias do ar	22,7±0,4	22,5±0,1	22,2±1,1	22,6±0,2
Amplitude de temperatura diária do ar	7,3±0,3	5,8±0,2	8,4±0,8	6,5±0,5

4.7. Velocidade do Vento

Os valores horários de velocidade média do vento, nas áreas de pastagem e de floresta, durante a estação seca, no período de agosto a novembro de 1991, estão ilustrados na Figura 17. Observa-se a ocorrência bem caracterizada de valores máximos em torno do meio-dia e valores mínimos no período noturno. O curso diário da velocidade do vento acompanha o balanço de radiação total da superfície. Assim, a velocidade do vento é

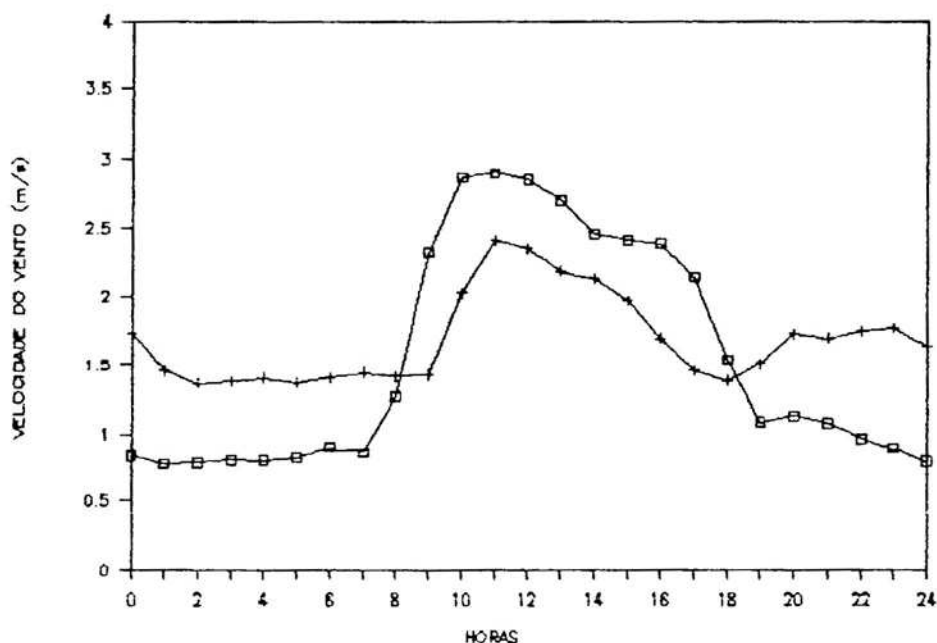


FIGURA 17 - Variação Média Horária da Velocidade do Vento, nas Áreas de Pastagem (□) e de Floresta (+), na Estação Seca, no Período de Agosto a Novembro de 1991 e de Maio a Novembro de 1992, nas Áreas de Pastagem e de Floresta.

maior durante o período diurno, sob o efeito do balanço total de radiação positivo e vice-versa. Os valores médios diurnos de velocidade do vento variaram de $1,8 \text{ m.s}^{-1}$ na área de floresta a $2,2 \text{ m.s}^{-1}$ na área de pastagem. No período noturno, a velocidade média do vento foi de $0,9 \text{ m.s}^{-1}$ na área de pastagem; porém, atingiu $1,5 \text{ m.s}^{-1}$ na área de floresta. Na estação chuvosa, referente ao período de dezembro de 1991 a 16 de fevereiro de 1992, foram observadas menores velocidades do vento que na estação seca (Figura 18). Esta redução

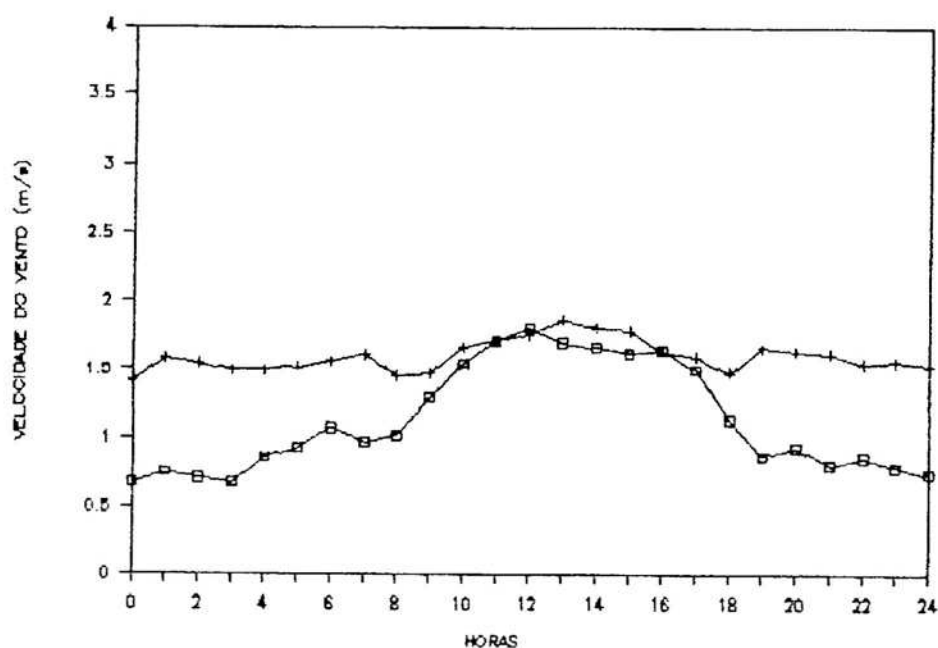


FIGURA 18 - Variação Média Horária da Velocidade do Vento nas Áreas de Pastagem (□) e de Floresta (+), na Estação Chuvosa, no Período de Dezembro de 1991 a 16 de Fevereiro de 1992.

é uma consequência da diminuição do balanço total de radiação, em função da elevada quantidade de dias chuvosos. Em todo o período estudado, as médias diurnas da velocidade do vento foram semelhantes entre as duas áreas, com $1,9 \text{ m.s}^{-1}$ na área de pastagem e $1,8 \text{ m.s}^{-1}$ na área de floresta; porém, no período noturno, a velocidade média do vento na área de pastagem, $0,8 \text{ m.s}^{-1}$, foi sistematicamente mais baixa que na área de floresta, com $1,3 \text{ m.s}^{-1}$.

Os resultados encontrados neste estudo foram consistentes com as observações de BASTABLE et alii (1992), em que as variações diurnas do vento foram quase equivalentes entre as áreas de floresta e de pastagem, próximas a Manaus (AM). Entretanto, no período noturno, houve uma grande diminuição desta variável na pastagem, enquanto na floresta o fluxo se manteve relativamente estável. Uma justificativa para este fato é a rugosidade da copa das árvores diminuir a perda de radiação térmica e criar um fluxo de ar turbulento, o qual promove o resfriamento do dossel e uma mistura com o ar adjacente.

4.8. Déficit de Umidade Específica do Ar

As curvas da variação horária do déficit de umidade específica do ar, nas áreas de floresta e de pastagem, apresentadas na Figura 19, referem-se apenas à estação seca, compreendendo o período de 9 a 30 de novembro de 1991, não tendo sido possível analisar a

variação sazonal do déficit de umidade entre as duas localidades, devido a falhas instrumentais.

No período noturno, a velocidade do vento e a temperatura do ar diminuíram bastante na área de pastagem, com relação à floresta. Com esta condição, o ar tornou-se muitas vezes saturado, propiciando a formação de nevoeiro e de orvalho, os quais desapareceram logo após o nascer do sol, com a elevação da temperatura do ar. O ar atingiu a saturação na área de pastagem em torno das 3:00 horas. O déficit de umidade específica foi superior na área de pastagem, entre 8:00 e 15:00 horas; ocorrendo o contrário, do final da tarde ao início da manhã. Os valores máximos do déficit de umidade específica ocorreram em torno de 13:00 horas, tendo sido observado $10,5 \text{ g.kg}^{-1}$, na área de pastagem, e $10,0 \text{ g.kg}^{-1}$, na área de floresta. Os valores mínimos do déficit de umidade específica foram 0 g.kg^{-1} , na área de pastagem, e de $1,1 \text{ g.kg}^{-1}$, na área de floresta. Resultados semelhantes foram obtidos por BASTABLE et alii (1992).

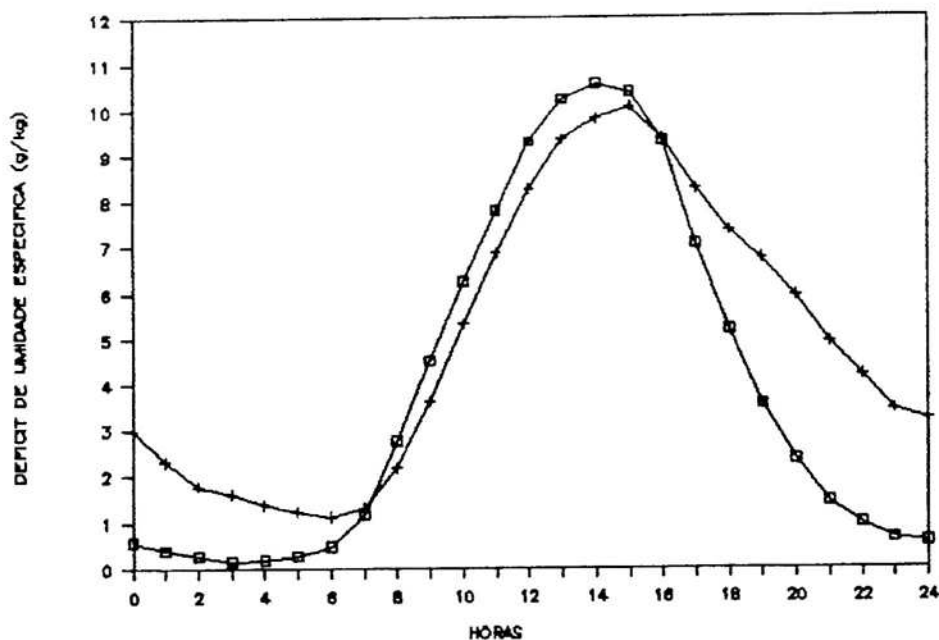


FIGURA 19 - Variação Média Horária do Déficit de Umidade Específica, nas Áreas de Pastagem (□) e de Floresta (+), no Período de 9 a 30 de Novembro de 1991.

4.9. Evapotranspiração Potencial

Taxas de evapotranspiração potencial diária, durante a estação seca, na área de pastagem, calculadas pelo método de Penman, são comparadas com as estimativas obtidas pelo método de Priestley-Taylor, na Figura 20, utilizando-se os valores médios anuais do parâmetro α , determinados para as duas áreas experimentais, conforme o Quadro 11. Foram utilizados 198 dias nas determinações para a pastagem e 197 dias nas estimativas para a floresta. Resultados dessa comparação, para a estação chuvosa, são apresentados na Figura 21.

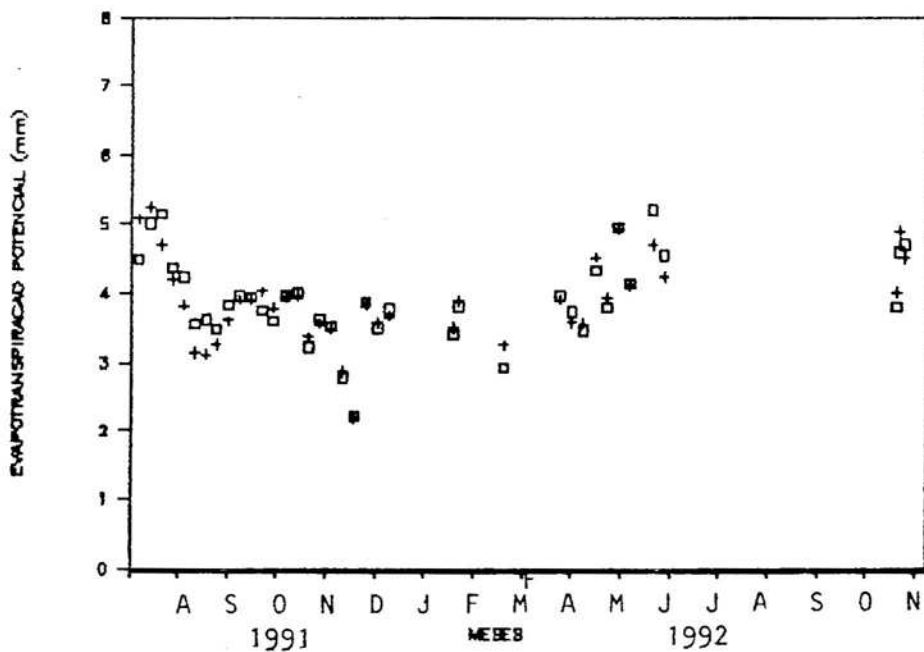


FIGURA 20 - Variação Média Diária da Evapotranspiração Potencial, Calculada pelos Métodos de Penman (\square) e Priestley-Taylor (+) com $\alpha = 1,26$, para a Área de Pastagem, no Período de Agosto de 1991 a Novembro de 1992.

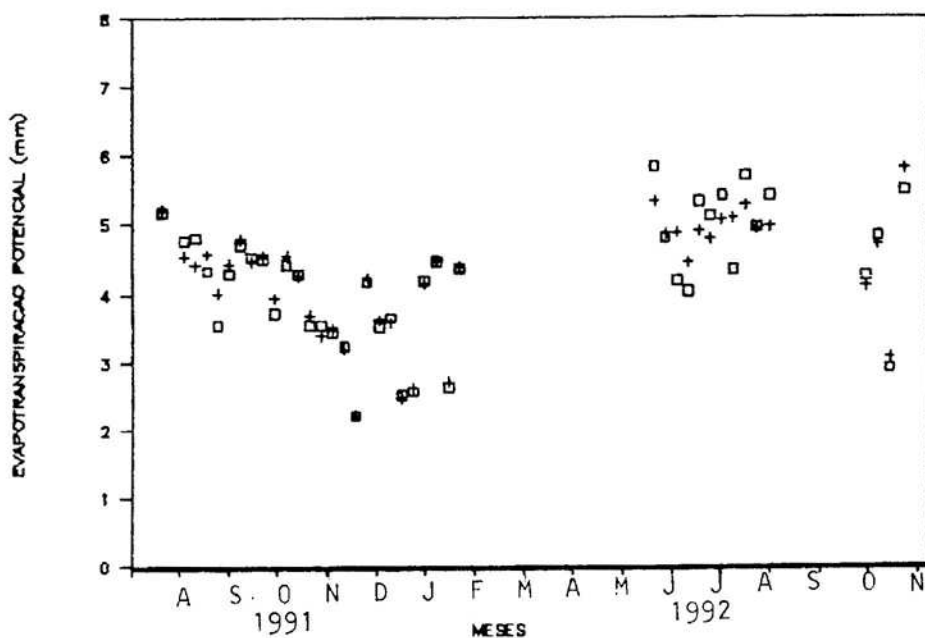


FIGURA 21 - Variação Média Diária da Evapotranspiração Potencial, Calculada pelos Métodos de Penman (\square) e Priestley-Taylor (+) com $\alpha = 1,26$, para a Área de Floresta, no Período de Agosto de 1991 a Novembro de 1992.

Os menores valores médios diários de evapotranspiração potencial, estimada pelos métodos de Penman e Priestley-Taylor, foram obtidos durante a estação chuvosa em ambos os locais. Esta situação deve-se a uma redução no saldo de radiação durante os dias chuvosos. A tendência de variação da evapotranspiração potencial foi semelhante nas duas áreas experimentais, cujo coeficiente de correlação entre os dois métodos foi de 0,960 para a área de pastagem e 0,969 para a área de floresta. Ao compararem-se os valores de evapotranspiração potencial, apresentados nas Figuras 20 e 21, foi constatada uma maior variação desta variável na área de floresta. O valor médio da evapotranspiração potencial, estimado pelo método de Penman, para a área de pastagem, durante a estação seca, de agosto a novembro de 1991, foi de 3,7 mm, consistente com o valor de 4,0 mm, obtido por WRIGHT et alii (1992), num período da estação seca de 1990, para uma área de pastagem na Amazônia Central. A evapotranspiração potencial média diária de 4,2 mm, encontrada para a área de floresta, é comparável com os resultados obtidos por VILLA NOVA et alii (1976), para a Bacia Amazônica, usando o método de Penman. No período chuvoso, a evapotranspiração potencial média diária, estimada pelo método de Penman, para a área de pastagem, foi de 3,3 mm, enquanto na área de floresta esta estimativa foi de 3,6 mm.

A quantidade elevada de precipitação na Amazônia, conjuntamente ao alto grau de umidade do solo, permitem que as estimativas de evapotranspiração potencial sejam próximas dos valores obtidos para superfícies saturadas. Conforme foi observado para o período chuvoso, os valores de evapotranspiração potencial, inferiores aos valores estimados por ambos os métodos de Penman e Priestley-Taylor, para a estação seca, provavelmente estão mais relacionados com os valores que seriam medidos na floresta e na pastagem. Esta condição foi observada por SHUTTLEWORTH et alii (1987) e WRIGHT et alii (1992), cujas estimativas de evapotranspiração potencial pelo método de Penman, proporcionaram boa aproximação com valores de evapotranspiração medidos logo após a ocorrência de chuvas.

Os valores médios do parâmetro α da equação de Priestley-Taylor, para períodos selecionados entre agosto de 1991 e novembro de 1992, nas áreas de pastagem e de floresta são apresentados no Quadro 11.

QUADRO 11 - Valores Médios Diários do Parâmetro α para Períodos Seleccionados entre os Meses de Agosto de 1991 e Novembro de 1992, para as Áreas de Pastagem e de Floresta

Pastagem			Floresta		
Período	Dias	Valores	Período	Dias	Valores
1991			1991		
Agosto	(31)	1,49	Agosto	(31)	-
Setembro	(30)	1,25	Setembro	(30)	1,45
Outubro	(31)	1,32	Outubro	(31)	1,34
Novembro	(30)	1,24	Novembro	(30)	1,32
Dez/Jan	(25)	1,09	Dezembro	(31)	1,24
1992			1992		
Fev/Mar/Abr	(21)	1,16	Jan/Fev	(47)	1,19
Mai/Jun	(39)	1,22	Jun/Jul	(45)	1,28
			Agosto	(25)	1,31
			Out/Nov	(27)	1,30
Média		1,26			1,31

Os valores de α foram menores na estação chuvosa, em virtude dos menores valores do saldo de radiação e temperatura do ar neste período, com relação à estação seca, tendo-se observado um valor médio para todo o período estudado, de 1,26 na pastagem e de 1,31 na floresta, em comparação com o valor 1,26 sugerido por Priestley-Taylor. Vale ressaltar que SHUTTLEWORTH e CALDER (1979) consideraram o valor de $\alpha = 1,27$ como

ideal para determinação de evapotranspiração potencial em florestas. A variação do parâmetro α , provavelmente, está relacionada com a condição de estabilidade atmosférica durante as condições de tempo nas estações seca e chuvosa, conforme foi discutido por VISWANADHAM et alii (1991), num estudo do parâmetro α para a Floresta Amazônica.

5. RESUMO E CONCLUSÕES

Este trabalho caracteriza o microclima em uma área de pastagem e em uma área de floresta, em Marabá (PA), com base em dados diários de precipitação pluvial, radiação solar global, albedo, saldo total de radiação, fluxo de calor no solo, velocidade do vento, temperatura e umidade do ar e em estimativas de evapotranspiração potencial, na estação seca e na estação chuvosa. As principais conclusões foram:

(1) Os valores médios do albedo, durante a estação seca, foram 18,3% para a pastagem e 15,7% para a floresta, sendo constatados contrastes bem definidos nos componentes do saldo de radiação entre as áreas de floresta e de pastagem, especialmente no que se refere ao albedo e saldo total de radiação. Durante a estação chuvosa, o albedo médio variou de 18,2% na pastagem a 13,2% na floresta. Os valores médios do saldo total de radiação foram maiores na floresta, comparados com

os da pastagem, especialmente, durante a estação seca.

(2) Os coeficientes de determinação das regressões lineares entre o saldo total de radiação e radiação solar global e saldo total de radiação e saldo de radiação de ondas curtas, para as estações seca e chuvosa, variaram de 0,996 a 0,998.

(3) As maiores amplitudes térmicas diárias do ar foram observadas na área de pastagem, durante a estação seca, com um valor médio de 8,4°C, em contraste com 7,3°C obtido na floresta. Na estação chuvosa, obteve-se uma amplitude média diária de temperatura do ar de 6,5°C na pastagem e de 5,8°C na floresta.

(4) As maiores velocidades do vento ocorreram no período diurno da estação seca. Os valores médios diurnos de velocidade do vento, na estação seca, foram de 1,8 m.s⁻¹ na floresta e de 2,2 m.s⁻¹ na pastagem. Na estação chuvosa, as médias diurnas da velocidade do vento variaram de 1,9 m.s⁻¹, na área de pastagem, a 1,8 m.s⁻¹, na área de floresta.

(5) O déficit de umidade específica, durante a estação seca, variou de 0 a 10,5 g.kg⁻¹, na área de pastagem e de 1,1 a 10,0 g.kg⁻¹, na área de floresta.

(6) Os maiores valores de evapotranspiração potencial, na floresta e na pastagem, ocorreram durante a estação seca. Os valores médios diários de evapotranspiração potencial, nesta estação, determinados pelo método de Penman, variaram de 3,7 mm na pastagem a 4,2 mm na floresta.

(7) Os valores do parâmetro α de Priestley-Taylor foram maiores na estação seca, constatando-se a variação sazonal deste parâmetro. Utilizando-se os dados diários constantes nas estações seca e chuvosa, obteve-se um valor médio de 1,26 para a pastagem e de 1,31 para a floresta.

Genericamente, notou-se que as amplitudes dos elementos microclimáticos foram maiores na área de pastagem e durante a estação seca. Na floresta, os raios solares são absorvidos por reflexões múltiplas dentro do dossel, ao passo que a vegetação da pastagem reflete mais eficientemente a radiação solar incidente. Na floresta, menos radiação térmica (ou infra-vermelha) perde-se da superfície. Próximo à copa das árvores, a rugosidade da cobertura vegetal cria um fluxo de ar turbulento, o qual se mistura com as camadas de ar adjacentes, proporcionando o resfriamento do dossel. Na pastagem, no entanto, a superfície se mantém relativamente aquecida durante o dia. Assim, a superfície de pastagem não apenas reflete mais radiação na faixa visível, como também emite mais radiação infra-vermelha. Resultados como estes, com base em dados medidos, tornam possível a utilização de modelos climáticos para prever possíveis alterações no clima.

BIBLIOGRAFIA

BIBLIOGRAFIA

- ANDRÉ, R. G. B.; SILVA FILHO, V. P.; MOLION, L. C. B.; NOBRE, C. A. Balanço de radiação sobre a floresta amazônica (estações seca e úmida). *Revista Brasileira de Meteorologia*, 3:269-74, 1988.
- BALDOCCHI, D.; HUTCHISON, B.; MATT, D.; McMILLEN, R. Seasonal variations in the radiation regime within an oak-hickory forest. *Agricultural and Forest Meteorology*. Amsterdam, 33:177-91, 1984.
- BASTABLE, H. G.; GASH, J. H. C.; SHUTTLEWORTH, W. J.; NOBRE, C. A.; FISCH, G. Observations of climate, surface radiation and albedo over cleared and undisturbed amazonian forest. *International Journal of Climatology*. 1992 (no prelo).
- CHANG, J. H. *Climate and agriculture*. Chicago, Aldine, 1968. 295 p.
- CHARNEY, J. G.; QUIRK, W. J.; CHOW, S. H.; KORNFIELD, J. A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34: 1366-88, 1977.
- DICKINSON, R. E. & HENDERSON-SELLERS, A. Modelling tropical deforestation: A study of GCM land-surface parameterizations. *Quarterly Journal of Meteorological Society*, 114: 439-62, 1988.
- FALESI, I. C. O ambiente edáfico da região do programa grande Carajás. *Revista Brasileira de Geografia*, 50(4): 7-29, 1988.

- FEARNSIDE, P. M. Deforestation in Brazilian Amazonian. G.M. Woodwell (ed.) *The earth in transition: patterns and processes of biotic impoverishment*. New York, Cambridge University Press, 1989. 11 p.
- FISCH, G.; WRIGHT, I. R.; BASTABLE, H. G. *Albedo of tropical grass: a case study of pre and post burning*. s.l., 1992, 13 p. s. ed., (Comunicado Técnico).
- IDSO, S. B.; JACKSON, R. D.; REGINATO, R. J.; KIMBALL, B. A.; NAKAYAMA, F. S. The dependence of bare soil albedo on soil water content. *Journal of Applied Meteorology*, 14: 102-13, 1975.
- JENSEN, M. E. *Consumptive use of water and irrigation water requirements*. New York, American Society of Civil Engineers, 1973. 215 p.
- LAWSON, T. L.; LAL, R.; ODURO-AFRIYIE, K. Rainfall redistribution and microclimate changes over a cleared watershed. In: LAL, R. & RUSSEL, E. W., (eds). *Tropical agricultural hidrology*. s. l., John Wiley and sons, 1981. p. 141-51.
- MANZI, A. O.; VISWANADHAM, Y.; SÁ, L. D. A.; ANDRÉ, R. G. B. *Um estudo sobre o balanço de radiação da floresta amazônica*. São José dos Campos, SP, INPE, 1986. n.p. (INPE-3956-PRE/974).
- MOLION, L. C. B.; MANZI, A. O.; NOBRE, C. A.; SÁ, L. D. A.; SOUZA, V. de P.; MARQUES, A. de O.; FISCH, G.; RIBEIRO, M. N. G.; JANUÁRIO, M.; CABRAL, O. M. R.; PATEL, R. S.; MORAES, J. C.; AGUIAR, L. F. Resultados preliminares do experimento micrometeorológico na floresta amazônica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 3, Belo Horizonte, Anais... Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1984. v. 3, p. 13-23.
- MOLION, L. C. B. A Amazônia e o clima da Terra. *Ciência Hoje*, 8 (48):44-47, 1988.
- NOBRE, C. A.; SHUKLA, J.; SELLERS, P. Impactos climáticos do desmatamento da Amazônia. *Climanálise*, 3(9): 44-55, 1989.
- PENMAN, H. L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings Royal Society*, A193: 120-45, 1948.
- PINKER, R. T.; THOMPSON, O. E.; ECK, T. F. The albedo of a tropical evergreen forest. *Quarterly Journal Royal of the Meteorological Society*, 106:551-58, 1980.

- PRIESTLEY, C. H. B. & TAYLOR, R. J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, 100: 81-92, 1972.
- REIFSNYDER, W. E. & LULL, H. W. *Radiant energy in relation to forests*. s. 1., USDA, 1965. 111 p. (Technical Bulletin, 1344).
- SALATI, E.; DAH'OLIO, A.; MATSUI.; GAT, J. R. Recycling of water in amazon basin and isotopic and isotopic study. *Water Resources Research*, 15:(5): 1250-58, 1979.
- SALATI, E. A floresta e as águas. *Ciência Hoje*, 3(16): 58-64, 1985.
- SHUTTLEWORTH, W. J.; GASH, J. H. C.; LLOYD, C. R.; MOORE, C. J.; ROBERTS, J.; MARQUES, A. de O.; FISCH, G. F.; SILVA, V. de P.; RIBEIRO, M. N. G.; MOLION, L. C. B.; SÁ, L. D. A.; NOBRE, C. A.; CABRAL, O. M. R.; PATEL, S. R.; MORAES, J. C. Eddy correlation measurements of energy partition for amazonian forest. *Quarterly Journal of the Meteorological Society*, 40: 102-8, 1984.
- SHUTTLEWORTH, W. J. & CALDER, I. R. Has the Priestley-Taylor equation any relevance to forest evaporation? *Journal of Applied Meteorology*, 18: 639-646, 1979.
- SHUTTLEWORTH, W. J. ; GASH, J. H. C.; LLOYD, C. R.; MOORE, C. J.; ROBERTS, J.; MOLION, L. C. B.; NOBRE, C. A.; SÁ.; L. D. A.; MARQUES, A. de O.; FISCH, G.; JANUÁRIO, M.; FATTORI, A. P.; RIBEIRO, M. N. G.; CABRAL, O. M. R. Amazonian Evaporation. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2: 179-91, 1987.
- SOUZA, J. R. S.; ROCHA, B. P. R.; COHEN, J. C. P.; SANTOS, M. A. R. Variabilidade diária da evapotranspiração na orla de Belém. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 3, Belo Horizonte, 1984. *Anais ... Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Meteorologia*, 1984. v. 3, p. 87-101.
- VIANELLO, R. L. & ALVES, A. R. *Meteorologia básica e aplicações*. Viçosa, UFV, Imprensa Universitária, 1991. 449 p.
- VILLA NOVA, N. A.; SALATI, E.; MATSUI, E. Estimativa de evapotranspiração na Bacia Amazônica. *Acta Amazônica*, 6(12): 215-28, 1976.
- VISWANADHAM, Y. ANDRÉ, R. G. B.; SÁ, L. D. A.; MANZI, A. O.; SILVA FILHO, V. P. Componentes do balanço de radiação acima da copa da floresta amazônica (3ª campanha de coleta de dados). São José dos Campos, INPE, 1986. n.p. (INPE 4195-PRE/1079).

VISWANADHAM, Y.; SILVA FILHO, V. P.; ANDRÉ, R. G. B. The Priestley-Taylor parameter α for the amazon forest. *Forest Ecology and Management*, 38: 211-25, 1991.

WRIGHT, I. R.; GASH, J. H. C.; ROCHA, H. R.; SHUTTLEWORTH, W. J.; NOBRE, C. A.; CARVALHO, P. R. A.; LEITÃO, G. T.; MAITELLI, G. T.; ZAMPARONI, C. A. G. P. Dry season micrometeorology of amazonian ranchland. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1992. (no prelo).